

**UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE**

**Přírodovědecká fakulta**

Katedra fyzické geografie a geoekologie



Bc. Róbert Kvak

**Vplyv orografie na priestorové rozloženie  
konvektívnych zrážok v Banskobystrickom kraji**

*Effects of orography on spatial distribution of convective  
precipitation in Banská Bystrica district (Slovakia)*

Diplomová práce

Vedoucí diplomové práce: RNDr. Miloslav Müller, Ph.D.

Praha 2017

## **Zadání diplomové práce**

### **Název práce**

*Vliv orografie na prostorové rozdělení konvektivních srážek v Banskobystrickém kraji*

### **Cíle práce**

*Cílem práce je z literatury shromáždit teoretické poznatky o orografických vlivech na prostorové rozdělení přívalových srážek a tyto poznatky ověřit na několika srážkových událostech v modelové oblasti.*

### **Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje**

*Práce bude podepřena teoretickými poznatky, excerpovanými ze zahraniční meteorologické literatury. Zájmovým územím je administrativní jednotka Banskobystrický kraj, která se pro danou práci jeví jako vhodná z geomorfologických důvodů. Na základě srážkoměrných dat bude vytvořen soubor několika studovaných událostí, které se budou lišit směrem proudění. Vlastní analýza vztahů mezi srážkami a reliéfem bude prováděna porovnáním adjustovaných radarových odhadů srážkových intenzit s vlastnostmi reliéfu v prostředí GIS s horizontálním rozlišením 1 km.*

Datum zadání: 17. prosince 2014

Jméno studenta: Bc. Róbert Kvak

Podpis studenta:.....

Jméno vedoucího práce: RNDr. Miloslav Müller, Ph.D.

Podpis vedoucího práce: .....

Čestně prohlašuji, že předloženou diplomovou práci jsem vypracoval samostatně pod odborným vedením školitele. Zdroje nesubjektivních informací jsou v práci důkladně citovány a s příslušným seznamem použité literatury. Souborná závěrečná práce nebyla použita na jiné než akademické účely, nebyla poskytnuta třetí straně a výluční právo na využívání práce má Univerzita Karlova v Praze s potřebným písemným souhlasem na další šíření jejího obsahu. Zároveň souhlasím s uložením a evidencí diplomové práce v univerzitní knihovně s možností využití na studijní účely.

V Praze dne 1. dubna 2017

.....

Bc. Róbert Kvak

## **Podakovanie**

Veľká vďaka odo mňa patrí nasledujúcim ľuďom, bez ktorých by záverečná práca nebola vznikla.

Najmä vedúcemu práce RNDr. Miloslavovi Müllerovi, Ph.D., za ochotu viesť moje myšlienky správnym smerom a za trpezlivosť pri spoločnej spolupráci. Pracovníkom Slovenského hydrometeorologického ústavu na bratislavskej Kolibe, Ing. Ľuboslavovi Okonovi a Mgr. Michalovi Nestiakovi za súčinnosť pri spracovaní radarových informácií a operatívnej analýze. Ing. Marekovi Smolkovi z regionálneho strediska SHMÚ v Banskej Bystrici, za konzultáciu a poskytnutie primárnych údajov zo staničnej siete v Banskobystrickom kraji.

Osobitne ďakujem môjmu dlhoročnému priateľovi Ing. Martinovi Mikušovi zo slovenského Environmentálneho fondu a sestre RNDr. Monike Kvakovej z UPJŠ v Košiciach za morálnu podporu.



# Vplyv orografie na priestorové rozloženie konvektívnych zrážok v Banskobystrickom kraji

## Abstrakt

Predložená diplomová práca rieši problematiku priestorovej distribúcie konvektívnych zrážok nad členitým terénom Banskobystrického kraja v strednej časti Slovenskej republiky. Prioritným cieľom práce je verifikácia vzťahu medzi plošným charakterom zrážok spôsobených hlbokou konvekciou a morfometrickými parametrami terénu v študovanej oblasti. Ďalším zámerom je identifikácia hlavných mechanizmov, ktorými orografia ovplyvňuje výskyt zrážkovej oblačnosti. Sledovaných je osem zrážkových udalostí s maximálnymi plošnými dennými úhrnmi zrážok v teplej časti roka medzi rokmi 2005 až 2015. Zrážkové situácie sú rozdelené do štyroch tried (J, Z, V, S) podľa smeru pohybu konvektívnej búrkovej oblačnosti v danom termíne. Zrážky sú analyzované na základe meraní z pozemných zrážkomerov a adjustovaného radarového odhadu modelom INCA. Priestorový vzťah medzi konvektívnymi zrážkami a topografiou je kvantifikovaný v radarových pixloch v sieti 1 x 1 km a v okolí staníc s vymedzenou oblasťou 20 x 20 km. Využitie boli DMR s rozlíšením 50 m, 1 km a 2 km. Najsilnejšie korelácie sú preukázané v prípade nadmorskej výšky. So stúpajúcou nadmorskou výškou sa vo väčšine prípadov pozoruje kontinuálny nárast prahovej hodnoty, ktorú úhrny zrážok presahujú, zatiaľ čo najviac zrážok sa spravidla vyskytuje v podhorských oblastiach Karpát. Vysoké hodnoty relatívnej výškovej členitosti a sklonitosti svahov sú zvyčajne situované vo vysokých pohoriach a vzhľadom k malej rozlohe týchto oblastí sa spojitost' s vysokými úhrnmi prikladá skôr geografickej polohe ako priamemu vplyvu na zrážkovú oblačnosť. Orientácia terénu zohráva významnú úlohu pri tvorbe konvektívnej zrážkovej oblačnosti, ale efekt náveternosti a zátveternosti sa v prípade jednodenných úhrnov signifikantne neprejavuje. Preukázané bolo, že konvektívne zrážkové udalosti majú veľmi dynamický priebeh na to, aby sa lokálne orografické efekty na zrážkovú oblačnosť prejavili priamo nad miestom ich vzniku. Potvrdila sa dôležitosť synoptických podmienok pri schopnosti orografických efektov presadiť sa v menšom priestorovom merítku. Najvýznamnejším mechanizmom formovania konvektívnych búrok počas zrážkových udalostí je lokálne zosilnenie konvekcie na návetrí, v zátvetrí a po okraji pohorí.

**Kľúčové slová:** konvektívne zrážky, komplexný terén, orografické efekty, Banskobystrický kraj

# **Effects of orography on spatial distribution of convective precipitation in Banská Bystrica district (Slovakia)**

## **Abstract**

The presented diploma thesis deals with the issue of spatial distribution of convective precipitation over complex terrain in Banská Bystrica district in the middle part of the Slovak Republic. The primary aim of this thesis is to verify the relation between areal precipitation characteristics caused by deep convection, and morphometric terrain parameters in the study area. The next goal is to identify how the existence of terrain influences the precipitation mechanisms. Eight precipitation events with maximum areal daily totals in the warm part of years between 2005 and 2015 are studied in this thesis. The events are split into the four groups (S, W, E, N) with respect to prevailing direction of storm motion during respective days. The precipitation rating is based on rain gauge measurements and adjusted radar precipitation estimates produced in the INCA model. The spatial relation between convective precipitation and topography is quantified in radar pixels' network 1 x 1 km and in the closest surroundings (20 x 20 km squares) of the rain gauge stations. The products are using DEM with the 50 m, 1 km and 2 km spatial resolution. The strongest correlation is proved in the relation with an altitude. Along with increase of altitude the continual growth of lower precipitation threshold is observed, although the highest precipitation totals are concentrated over the foothills of the Carpathians. Considering that high terrain values of relative altitude and slope are usually located in the upper mountainous regions, the geographical location seems to be the prime explanation of higher precipitation amounts here and not the direct effect on the formation of precipitation within clouds. The orientation of terrain plays the important role in the formation of precipitation clouds, but the windward and leeward sides are not significantly preferred during short-time events. The thesis demonstrates that studying precipitation situations are overmuch dynamical processes which do not let the local orographic effects impact directly over their triggering place. Synoptic atmospheric conditions are very important precondition for the ability to enforce the local orographic effects. The most dominant mechanism in the convective storms formation is local increasing of the convection flows over the windward, leeward and edge sides of the mountains.

**Keywords:** convective precipitation, complex terrain, orographic effects, Banská Bystrica district

# Obsah

<b>ZOZNAM POUŽITÝCH SKRATIEK .....</b>	<b>7</b>
<b>1. ÚVOD .....</b>	<b>9</b>
<b>2. ATMOSFÉRICKE PROCESY VEDÚCE KU KONVEKTÍVNYM ZRÁŽKAM A ICH DISTRIBÚCIÍ VO VNÚTROZEMSKOM HORSKOM PROSTREDÍ MIERNYCH ZEMEPISNÝCH ŠÍROK .....</b>	<b>11</b>
2.1 ÚVOD DO KONVEKTÍVNYCH ZRÁŽOK V ZLOŽITOM TERÉNE .....	11
2.2 ATMOSFÉRA HORSKÝCH OBLASTÍ .....	12
2.3 TERMICKY PODMIENENÉ VZDUŠNÉ PRÚDY V PRIEBEHU DŇA .....	13
2.3.1 Prúdenie vzduchu v atmosfére svahov .....	13
2.3.2 Prúdenie vzduchu v atmosfére údolí .....	15
2.3.3 Interakcia údolných a svahových vetrov .....	17
2.3.4 Prúdenie vzduchu nad horskými planinami .....	18
2.3.5 Prúdenie vzduchu v kotlinách a horských depresných polohách .....	19
2.3.6 Výmena vzduchu medzi pohoriami a okolitým terénom .....	20
2.4 DYNAMICKY PODMIENENÉ VZDUŠNÉ PRÚDY .....	21
2.4.1 Topografické faktory ovplyvňujúce dynamiku prúdenia .....	22
2.4.2 Vertikálna deformácia poľa prúdenia vzduchu .....	23
2.4.3 Horizontálna deformácia poľa prúdenia vzduchu .....	26
2.5 VERTIKÁLNA STABILITA ZVRSTVENIA ATMOSFÉRY .....	28
2.5.1 Modifikácia zvrstvenia atmosféry nad horským terénom .....	31
2.6 OROGRAFICKÉ EFEKTY NA KONVEKTÍVNU ZRÁŽKOVÚ OBLAČNOSŤ .....	33
2.6.1 Mechanizmy vzniku orograficky podmienenej konvektívnej zrážkovej oblačnosti .....	34
2.6.2 Orografický efekt na genézu mezosynoptického konvektívneho systému .....	38
2.6.3 Priestorové rozloženie konvektívnych zrážok v komplexnom teréne .....	40
<b>3. FYZICKOCKOGEOGRAFICKÁ CHARAKTERISTIKA BANSKOBYSTRICKÉHO KRAJA ..</b>	<b>45</b>
3.1 POLOHA .....	45
3.2 POVRCH A GEOLÓGIA .....	46
3.3 PÔDY .....	53
3.4 VODSTVO .....	55
3.5 KLÍMA .....	58
3.6 RASTLINSTVO .....	61
3.7 ŽIVOČÍŠTVO .....	63
<b>4. METODIKA SPRACOVANIA ÚDAJOV A POSTUP PRÁCE .....</b>	<b>65</b>
4.1 OBLASŤ VÝSKUMU A MORFOMETRICKÉ ANALÝZY .....	65
4.2 ZRÁŽKOVÉ UDALOSTI .....	68
4.3 RADAROVÉ INFORMÁCIE .....	69
4.4 KOMBINÁCIA ZRÁŽKOMERNÝCH A RADAROVÝCH ÚDAJOV .....	72
4.5 ŠTATISTICKÁ ANALÝZA PRIESTOROVÉHO VZŤAHU KONVEKTÍVNYCH ZRÁŽOK A OROGRAFIE .....	74
<b>5. METEOROLOGICKÁ ANALÝZA ŠTUDOVANÝCH TERMÍNOV .....</b>	<b>76</b>
5.1 TERMÍN 19. 07. 2011 .....	76
5.2 TERMÍN 24. 06. 2013 .....	80
5.3 TERMÍN 20. 07. 2008 .....	80
5.4 TERMÍN 29. 06. 2014 .....	81

5.5 TERMÍN 23. 06. 2009 .....	81
5.6 TERMÍN 03. 06. 2010 .....	82
5.7 TERMÍN 30. 06. 2011 .....	82
5.8 TERMÍN 17. 05. 2014 .....	83
<b>6. VÝSLEDKY ANALÝZY PRIESTOROVÝCH ZRÁŽOK.....</b>	<b>84</b>
6.1 TERMÍN 19. 07. 2011 .....	85
6.2 TERMÍN 24. 06. 2013 .....	90
6.3 TERMÍN 20. 07. 2008 .....	94
6.4 TERMÍN 29. 06. 2014 .....	98
6.5 TERMÍN 23. 06. 2009 .....	102
6.6 TERMÍN 03. 06. 2010 .....	106
6.7 TERMÍN 30. 06. 2011 .....	110
6.8 TERMÍN 17. 05. 2014 .....	114
<b>7. DISKUSIA VÝSLEDKOV A ICH ZHRNUTIE.....</b>	<b>119</b>
<b>8. ZÁVER.....</b>	<b>128</b>
<b>9. ZOZNAM POUŽITEJ LITERATÚRY .....</b>	<b>130</b>

## ZOZNAM POUŽITÝCH SKRATIEK

<b>AHS</b>	automatic hydrological station
<b>APS</b>	automatic precipitation station
<b>AWS</b>	automatic weather station
<b>BI</b>	Boyden index
<b>BRAD</b>	Bradbury index
<b>CAPE</b>	convective available potential energy
<b>CAPPI</b>	constant altitude plan position indicator
<b>CIN</b>	convective inhibition
<b>CMAX</b>	maximálna radarová odrazivosť vo vertikálnom stĺpci
<b>DCAPE</b>	downdraft convective available potential energy
<b>DCI</b>	deep convection index
<b>DMR</b>	digitálny model reliéfu
<b>DT</b>	delta theta-e
<b>ESRI</b>	Environmental Systems Research Institute
<b>GFS</b>	Global Forecast System
<b>GIS</b>	geografický informačný systém
<b>HNV</b>	hladina nulového vztlaku
<b>HVK</b>	hladina voľnej konvekcie
<b>INCA</b>	Integrated Nowcasting through Comprehensive Analysis
<b>JI</b>	Jefferson index
<b>KH</b>	Kojšovská hoľa
<b>KI</b>	K-index
<b>KKH</b>	konvektívna kondenzačná hladina
<b>LI</b>	lifted Index
<b>MCC</b>	mesoscale convective complex
<b>MCS</b>	mesoscale convective system
<b>MJ</b>	Malý Javorník
<b>MLCAPE</b>	mixed layer convective available potential energy
<b>MLLI</b>	mixed layer lifted index
<b>MP</b>	Marshall-Palmer
<b>MUCAPE</b>	most unstable convective available potential energy

<b>MULI</b>	most unstable lifted index
<b>NCAR</b>	National Center for Atmospheric Research
<b>NCEP</b>	National Centers for Environmental Prediction
<b>RFC</b>	klimatologický škálovací faktor
<b>SBCAPE</b>	surface based convective available potential energy
<b>SBLI</b>	surface based lifted index
<b>S-F</b>	seeder-feeder efekt
<b>SHMÚ</b>	Slovenský hydrometeorologický ústav
<b>SI</b>	Showalter index
<b>SWEAT</b>	severe weather threat index
<b>SYNOP</b>	surface synoptic observations
<b>TAF</b>	topographic amplification factor
<b>TI</b>	Thompson index
<b>TKE</b>	turbulentná kinetická energia
<b>TT</b>	totals totals index
<b>UTC</b>	coordinated universal time
<b>VIL</b>	vertically integrated liquid
<b>VKH</b>	výstupná kondenzáčná hladina
<b>YON</b>	Yonateani index

# 1. ÚVOD

Druhá dekáda 21. storočia sa podobne ako prvá naďalej nesie v znamení narastajúceho významu pochopenia klimatického systému Zeme. Aktuálnymi globálnymi otázkami nie sú len faktory ovplyvňujúce klímu, jej zmeny a dôsledky dlhodobých trendov, ale aj okamžité meteorologické situácie. Najsledovanejšou kategóriou atmosférických javov je skupina významných či extrémnych udalostí. S rastúcou extremitou určitého javu silnie nutnosť urgentných ochranných opatrení, ku ktorým môže viesť len výskum, pochopenie a predikcia nebezpečných prejavov počasia.

Samostatnou a obsiahlou témou nebezpečných meteorologických javov sú konvektívne búrky a sprievodné javy s nimi spojené. Po celom svete najmä od polovice minulého storočia spolu s novými poznatkami permanentne vychádza literatúra zameraná na obširnejší popis atmosférických procesov (e.g. Řezáčová et al., 2007; North a Erukhimova, 2009), vznik konvektívnych prúdov a oblačnosti (e.g. Sato a Kimura, 2005; Cotton et al., 2010), dynamiku konvektívnych búrok (e.g. Bertram a Mayr, 2004; Bluestein, 2013), atmosférickú elektrinu (e.g. Leblanc et al., 2008; Betz et al., 2009), intenzívne dažďové zrážky a krupobitie (e.g. Marwitz, 1987; Knight a Knight, 2001), silný vietor a tornáda (e.g. Pistotnik et al., 2010; Bluestein, 2013), ako aj distančné merania skúmajúce konvektívne búrky (e.g. Setvák et al., 2003; Kozyrev et al., 2015) a v neposlednom rade predpovede výskytu a intenzity konvektívnych búrok (e.g. Vasquez, 2002; 2006 a 2009).

Konvektívna búrková činnosť je vo väčšine prípadov sprevádzaná silnými zrážkami či už sa jedná o dažď, sneženie alebo krupobitie. Pri analýze ich distribúcie v krajine je potrebné odlíšiť terénne podmienky, v ktorých sa zrážky konvektívneho pôvodu vyskytujú. Napokon, rovnaký princíp sa uplatňuje aj pri zrážkach stratiformných, ktorým sa v spojení s orografickými pomermi venuje veľké množstvo autorov od tropických oblastí (e.g. Chen a Deng, 1991), cez mierne zemepisné šírky (e.g. Houze a Medina, 2005) až po polárne pásma (e.g. Chen et al., 1997), prípadne modelovo idealizované podmienky (e.g. Kunz a Kottmeier, 2006a a 2006b).

Súhrnné atmosférické procesy v horskom prostredí s kapitolami o orografických vplyvoch na prúdenie, oblačnosť a zrážky obsiahlo popisujú autori v monografiách (Whiteman, 2000) a (Barry, 2008), avšak konvekcia je preberaná len okrajovo. Precízne spracovaná je napríklad staršia publikácia (Blumen, 1990) zameraná priamo na atmosféru nad zložitým terénom obsahujúč časti venované podrobnému opisu orografických efektov na konvektívne javy, oblačnosť a zrážky. Podobne je tomu aj v mladších prácach od Houzeho (1993 a 2012). Podrobne sa orografickej konvekcií venujú najmä prípadové štúdie, ktoré sú citované v ďalších kapitolách práce.

Otázka priestorového rozloženia konvektívnych zrážok v horskom prostredí sa stretáva s viacerými problémami pri jej riešení. Štúdie v tejto oblasti sú do značnej

miery absentujúce a väčšina sa venuje čiastkovým zložkám mechanizmov, ktorými konvekcia interaguje s orografiou. Atmosférické zrážky formujúce sa v prúde vlhkého vzduchu ponad a v okolí horských prekážok sú pritom jeden z majoritných radiacích prvkov celosvetového obrazu spadnutých konvektívnych zrážok. Na Slovensku sa spojitosti krátkotrvajúcich zrážok a orografie venuje v Západných Tatrách Holko et al. (2015), v Českej republike ku príkladu Sokol a Bližňák (2009).

Rozšírenou ideou o úlohe orografie pri priestorovom rozložení konvektívnych zrážok v horách miernych zemepisných šírok je priama neúčast' proporcií zemského povrchu pri formovaní zrážkových prúdov a nezávislosť finálnych úhrnov od terénu. Tejto myšlienke prispieva fakt o rekordných krátkodobých úhrnoch na Slovensku a v strednej Európe (Munzar et al., 2011). Absolútne najvyšší denný zrážkový úhrn 231,9 mm (z čoho 228,5 mm spadlo za 65 minút) bol na Slovensku zaznamenaný v obci Salka pri maďarských hraniciach v nadmorskej výške 111 m n.m (Petrovič, 1957).

Za oblasť overenia tejto teórie sme si pre výskum vybrali Banskobystrický samosprávny kraj s pokrytím reprezentatívneho komplexného terénu v rámci pravdepodobne najaktívnejšej oblasti zrážkovej konvekcie v strednej Európe. Tým sme mali možnosť využiť vlastné merania na meteorologickej stanici Nový Svet (826 m n.m.) v katastri vidieckej obce Látky.

Vzhľadom k vyššie uvedeným skutočnostiam, za primárny cieľ predloženej práce bolo zvolené verifikovanie závislosti plošných konvektívnych úhrnov vybraných zrážkových udalostí v Banskobystrickom kraji od jednotlivých morfometrických charakteristík georeliéfu a ich priestorová variabilita (kapitola 6 a 7). Súbežná je selekcia mechanizmov vo vzťahu orografia-atmosféra, ktoré v študovanej oblasti môžu ovplyvniť rozdelenie zrážok (kapitola 2 a 7). Základným úlohám predchádza elementárny popis atmosférických procesov v horskom prostredí vedúcich ku konvektívnym zrážkam (kapitola 2). Nanešťastie, problematika orografických efektov na zrážky v členitom teréne je veľmi rozsiahla téma a v našej práci sa jej nemôžeme venovať komplexne. Našou snahou bolo vyčleniť atmosférické procesy, ktoré sú priamo spájané s formovaním konvektívnej zrážkovej oblačnosti a časovo-priestorovou distribúciou dažďa. Podrobnú fyzickogeografickú charakteristiku Banskobystrického popisuje kapitola 3. Metódy práce sú skoncipované v kapitole 4, na ktoré nadväzuje kapitola 5 s meteorologickou analýzou vybraných udalostí.



## 2. ATMOSFÉRICKÉ PROCESY VEDÚCE KU KONVEKTÍVNYM ZRÁŽKAM A ICH DISTRIBÚCIÍ VO VNÚTROZEMSKOM HORSKOM PROSTREDÍ MIERNYCH ZEMEPISNÝCH ŠÍROK

### 2.1 Úvod do konvektívnych zrážok v zložitom teréne

Meteorologický slovník (ČMeS, 2016), konvekciou v meteorológii súhrne označuje vertikálne pohyby vzduchu, ktoré vznikajú pri energetickej nerovnováhe a následnom pôsobení vztlačovej sily a tiaže na častice vzduchu. V ďalšom texte bude zásadným procesom konvekcia vyvolaná vertikálnou teplotnou nehomogenitou.

Konvekcia sa podľa svojho rozsahu delí na plytkú a hlbokú. K vertikálne rozsiahlym pohybom a rozvoju mohutnej oblačnosti dochádza pri druhej menovanej, pričom sa odlišuje jej termický alebo vynútený pôvod. Vývoj konvektívnej oblačnosti je podľa Řezáčovej et al. (2007) závislý na troch primárnych predpokladoch pri priaznivej synoptickej situácii:

1. Existencia procesu, ktorý je prvotným impulzom vyvolávajúcim vznik výstupných pohybov s ich ďalším vývojom.
2. Instabilné zvrstvenie troposféry, kedy teplotné a vlhkostné pomery podporujú výstupné pohyby.
3. Dostatočne vlhký vzduch v spodných hladinách troposféry, ktorý je zdrojom pre vznik oblačnosti a zrážok.

Slovné spojenie „orografické zrážky“ je uvádzané v spojitosti s vypadávajúcimi zrážkami v prúde nad členitým terénom. Táto terminológia môže byť v závislosti od uhla pohľadu diskutabilná. Houze (2012) uvádza, že orografickým zrážkam je zväčša prisudzovaná príčina vzniku terénny podklad, čo je podľa autora zavádzajúce tvrdenie nakoľko z časového hľadiska určitej zrážkovej udalosti je topografia neaktívna a nemôže byť príčinou ich vzniku. Výskyt väčšiny atmosférických zrážok Houze delí na tri hlavné kategórie podľa pôvodu, ktoré existujú na základe fundamentálnych princípov nezávislých od topografického podkladu. Pomenovanie „orografické zrážky“ je vždy prispôbené jednej z nižšie uvedených kategórií, ktorých vnútorné procesy narážajú na zložitý zemský povrch.

- a) *zrážky z konvektívnej oblačnosti*-energia získaná z vertikálnych gradientov atmosféry a dostupnej vodnej pary.
- b) *zrážky v oblasti frontálnych systémov*-energia získaná z horizontálnych gradientov atmosféry.
- c) *zrážky v tropických cyklónach*-energia získaná z latentného tepla transportovaného z povrchových vôd oceánu.

Houze (2012) preto uprednostňuje terminológiu „orografické efekty na zrážkové oblaky“.

Konvektívne systémy v blízkosti horských oblastí majú často svojský charakter prejavov vďaka špecifickému prúdeniu vzduchu v ich okolí a zvrstveniu atmosféry, ktoré je odlišné od nížin, zatiaľ čo štruktúra oblačnosti je obdobná (Knupp a Cotton, 1982). Podstatným elementom, ktorý vystupuje do vzťahu orografia-atmosféra sú morfometrické proporcie samotného územia. Tvar a veľkosť pohorí má zásadný vplyv na konečné rozmiestnenie zrážok na zemskom povrchu (Cosma et al., 2002; Roe, 2005). Spolu s geografickou polohou modifikujú mikrofyzikálne podmienky, termodynamiku vzdušných prúdov a ich dynamiku v priestore, ktoré vedú k zrážkam. Vďaka prácam (e.g. Marwitz, 1987; Whiteman, 2000; Bertram a Mayr, 2004; Kašpar et al., 2009; Betz et al., 2009; Bluestein, 2013) vieme, že vyvýšený reliéf má nepopierateľný impakt na mechanizmy vedúce ku konvektívnej búrковой činnosti s charakteristickým priebehom intenzívnych zrážok, vetra a bleskovej aktivity ako nebezpečných sprievodných javov.

Jedným z typov konvektívnych zrážok vyskytujúcich sa v teplom období je krupobitie. Vďaka relatívne nízko položenej hranici nulovej izotermy alebo hladiny mrznutia je nad horami a v ich blízkosti krupobitie početnejším javom ako v najnižších polohách (Doswell, 1980; Smith a Yau 1987; Houze et al. 1993). Vychádzajúc z dizertačnej práce Skripniková (2013) pre územie Českej republiky a výskyt veľkých krúp, tento poznatok nemožno bez precíznejšieho výskumu generalizovať globálne.

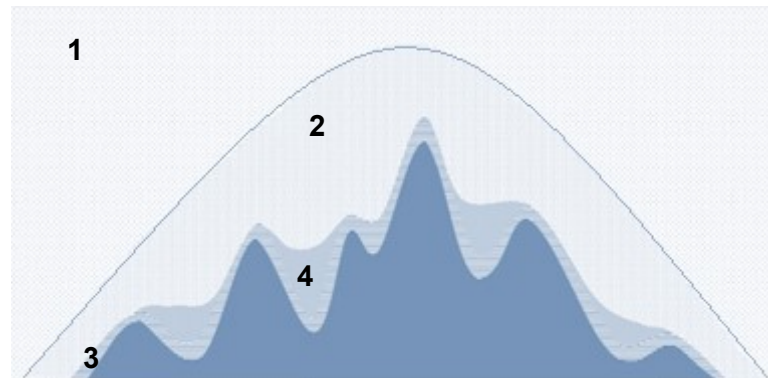
## 2.2 Atmosféra horských oblastí

Prítomnosť vyvýšeného reliéfu má dopad na atmosférické procesy stovky kilometrov od jeho geografickej polohy a rádovo kilometre nad úroveň jeho najvyššieho bodu. Horský terén môže mať na okolitú atmosféru pasívny alebo aktívny efekt (viď časť 2.3 a 2.4). Atmosférické procesy v okolí pohorí majú svojrázny charakter v každom klimatickom pásme a klimatickej oblasti. Napriek tomu sú fundamentálne termodynamické procesy vo vnútri a v blízkosti pohoria totožné. Na základe ich uzatvorenej cirkulácie tak možno podľa Ekhearta z roku 1948 (In: Whiteman a Dreiseitl, 1984), rozdeliť okolitú atmosféru do štyroch zložiek (obr. 1):

- a) *voľná atmosféra*-jej presné oddelenie od horskej atmosféry je závislé na vertikálnej a horizontálnej robustnosti pohoria a jeho geografickej polohe v rámci klimatického pásma. V tejto zóne sú síce prejavy trenia vzduchu o zemský povrch smerom od pohoria zanedbateľné, určité toky dejov sú však prenášané aj touto vrstvou ďaleko od pohoria (obr. 1, č. 1).
- b) *horská atmosféra*-vymedzuje vzduchovú hmotu sústredenú v takmer bezprostrednom kontakte s eleváciou pohoria, v ktorej je drsnosť povrchu citeľná. Pozícia a rozmery pohoria ako celok priamo ovplyvňujú teplotné a cirkulačné deje v troposfére (obr. 1, č. 2).
- c) *atmosféra svahov*-sem spadá vrstva vzduchu, ktorá je v tesnom kontakte so zemským povrchom a prebiehajú v nej pravidelné cykly obojstrannej výmeny

tepelnej energie s okolím v horizontálnom a vertikálnom smere. Patria sem taktiež najvyššie osamotené vrcholy (obr. 1, č. 3).

- d) *atmosféra údolí*-táto vrstva vyplňa depresívne polohy vzduchovej hmoty okolo horských chrbtov a hrebeňov. Nachádza sa na rozmedzí atmosféry svahov a horskej atmosféry. Dochádza tu najmä k horizontálnej cyklickej výmene tepelnej energie medzi výškovými stupňami reliéfu a nadväzuje na prúdenie vzduchu v blízkosti svahov (obr. 1, č. 4).



**Obr. 1** Rozdelenie atmosféry v okolí horského masívu. Upravené podľa (zdroj: Whiteman a Dreiseitl, 1984).

## 2.3 Termicky podmienené vzdušné prúdy v priebehu dňa

Príčinné prúdenie vzduchu nad členitým terénom, pri ktorom prebiehajú druhové zmeny energie má aktívny vplyv na okolitú atmosféru. K procesom vedúcim k snahe o vyrovnanie teplotných a tlakových horizontálnych gradientov dochádza za denného a nočného cyklu zmeny teploty vzduchu a povrchu. Oteplenie počas dňa a nočné ochladenie sa najbadateľnejšie prejavujú pri bezoblačnom počasí so slabým vetrom. Celodenný cyklus prúdenia vzduchu je závislý nielen od aktuálneho počasia a ročnej doby, ale aj geografickej polohy daného územia, geologických, pôdnych, vegetačných a morfológických charakteristík (Sato a Kimura, 2005). Je pravidlom, že cez deň vzduch prúdi hore svahmi, hore dolinou a z nižších polôh do pohoria, zatiaľ čo v noci je prúdenie opačné. Výsledné pôsobenie terénu na atmosféru vychádza z morfológie pohorí, depresných polôh a ich geografického usporiadania. Na základe charakteristík termických prúdov a dennej teplotnej amplitúdy je v (e.g. Whiteman 2000 a Chow et al., 2013) pre horské oblasti vyčleňovaných päť majoritných cirkulačných systémov:

- |                   |                            |
|-------------------|----------------------------|
| a) svahový        | d) kotlinový/depresný      |
| b) údolný/dolinný | e) cirkulačný systém medzi |
| c) planinový      | pohorím a nížinou          |

De Wekker s Kossmannom (2015) riešia vzdušné prúdy a pozíciu konvektívnej hraničnej vrstvy taktiež nad pásmom pohorí. Pod pojmom konvektívna hraničná vrstva rozumieme dennú fázu hraničnej vrstvy atmosféry. Prevláda v nej nestabilné zvrstvenie

ovzdušia a podľa AMS (2000), konvektívna hraničná vrstva je synonymom zmiešavacej vrstvy (pre ktorú vid' ČMeS, 2016). V každom prípade, termicky podmienené prúdy môžu meniť zvrstvenie atmosféry, rozsah jednotlivých vrstiev a polohu hladín potrebných k vzniku konvektívnej oblačnosti alebo naopak, sú od zvrstvenia závislé (vid' Barthlotta et al., 2010; Liu et al., 2010; Rahman et al., 2015).

Typickým znakom celodenného cirkulačného cyklu sú štyri ústredné fázy (noc, ráno, deň a večer), na prelome ktorých sa vietor čiastočne alebo absolútne mení a je závislý od existencie teplotnej inverzie. Intenzívne konvektívne búrky vznikajú aj pri nedostatočnom prehrievaní vzduchu od zemského povrchu za prítomnosti priaznivých dynamických podmienok (Hagen et al., 2011).

### 2.3.1 Prúdenie vzduchu v atmosfére svahov

Príčinou prúdenia vzduchu po svahoch je horizontálny teplotný kontrast medzi chrbtami pohoria a centrom dolín. Prúdy sú produkované prebytkom alebo deficitom tepla vzhľadom k okolitému prostrediu nad rôzne skloneným reliéfom svahov. Základom je fakt, že zachovanie energie spája lokálne zmeny potenciálnej teploty v ľubovoľnom bode so súborom tepelných tokov v ňom obsiahnutom. Signifikančným ukazovateľom zvrstvenia atmosféry je potenciálna teplota, ktorej vertikálny profil možno spájať s prítomnosťou zostupných a výstupných pohybov (obr. 3). Rovnica pre výpočet profilu potenciálnej teploty  $\theta$  podľa Chowa et al. (2013):

$$\theta = \theta_0 + \gamma z + d(s, n, t), \quad (2.1)$$

kde  $\theta_0$  je referenčná potenciálna teplota na povrchu pri absencii jeho ochladzovania alebo otepľovania,  $\gamma$  je vertikálny gradient potenciálnej teploty,  $z$  je vertikálna poloha a  $d$  je odchýlka potenciálnej teploty tesne nad povrchom. Vertikálny profil potenciálnej teploty odzrkadľuje štruktúru hraničnej vrstvy atmosféry a schopnosť konvektívnych pohybov podnietiť tvorbu zrážkovej oblačnosti (Barthlotta et al., 2010).

Zmenu potenciálnej teploty pri zanedbaní tepelnej vodivosti a uvoľneného latentného tepla je možné zapísať nasledovne:

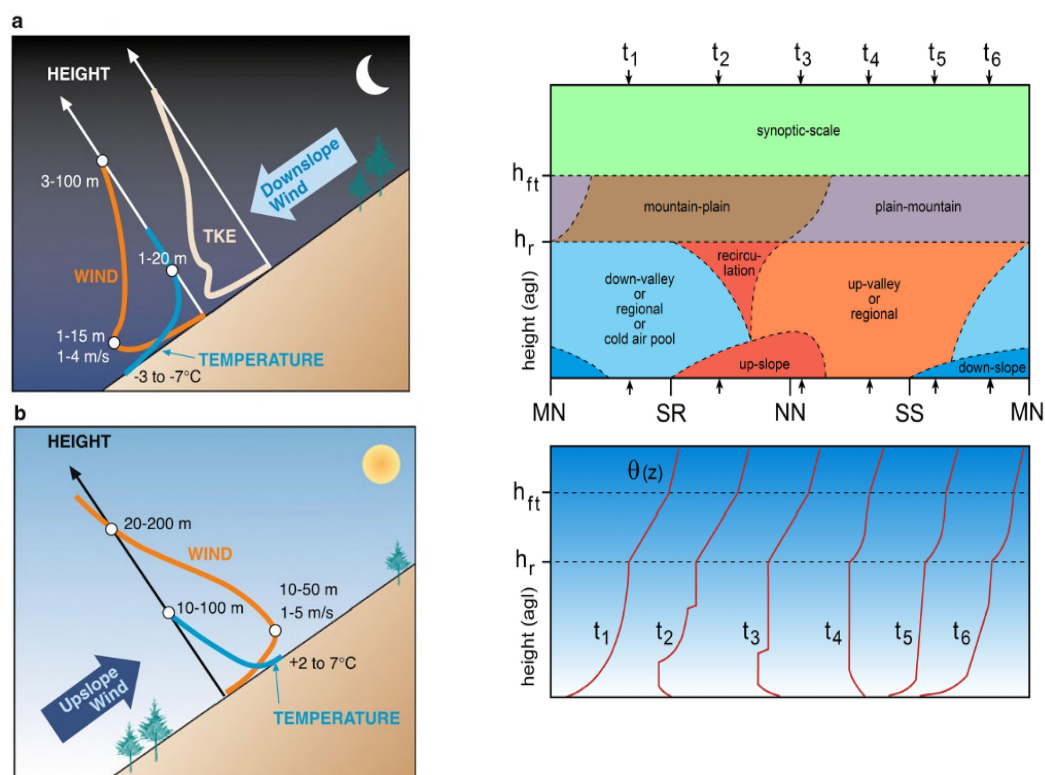
$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho c_p \theta) = -\nabla \cdot A - \nabla \cdot H - \frac{\theta}{T} \nabla \cdot R, \quad (2.2)$$

kde  $\rho$  je hustota vzduchu,  $c_p$  je merné teplo pri konštantnom tlaku,  $\theta$  je potenciálna teplota,  $A$  je tok zjavného tepla lokálnej advekcie teplého alebo studeného vzduchu s trojdimenzionálnou zložkou rýchlosti vetra  $u$ ,  $H$  je turbulentný tok zjavného tepla produkovaný spojením turbulentných fluktuácií rýchlosti vetra a potenciálnej teploty,  $R$  je radiačný tepelný tok zahŕňajúci krátkovlnné aj dlhovlnné žiarenie.

Celodenný cirkulačný systém prúdenia vzduchu nad svahmi sa skladá zo zostupných (noc) a výstupných pohybov (deň) pozdĺž terénu svahov dolín a zvyšných depresných polôh alebo pozdĺž svahov osamotených vrchov či chrbtov vyvýšeného reliéfu. Za dostupnosti slnečného žiarenia získava prízemný vzduch teplo

z exponovaných a nižšie položených svahov, čo vedie k jeho stúpaniu (anabatické prúdenie). V noci naopak vzduch prilahlý k povrchu teplo stráca a je nútený k poklesu do nižších polôh (katabatické prúdenie). Vetry rozsahu niekoľko stoviek metrov, sú autormi nazývané aj ako horsko-dolinná cirkulácia (e.g. Polčák a Šťastný, 2010).

Idealizované modely nočného a denného prúdenia vzduchu sú vykreslené na obr. 2a a 2b. Rýchlosť prúdenia vzduchu naznačuje maximálne hodnoty nad povrchom, avšak v jeho tesnej blízkosti je dôsledkom trenia vietor minimálny až nulový. V našich podmienkach je stabilné prúdenie vo vertikále dosiahnuté pri rozdieli 3-7 °C vo výške 1-20 m. Maximálna rýchlosť 1-4 m.s<sup>-1</sup> je medzi 1 až 15 m nad povrchom pri hrúbke zostupných prúdov 3-100 m. Horst a Doran (1986) uvádzajú, že hrúbka vrstvy teplotného nočného deficitu predstavuje približne 5 % z výškového rozdielu medzi vrcholom svahu a pozorovaným bodom na svahu. Počas dňa sú výstupné prúdy s rýchlosťou 1-5 m.s<sup>-1</sup> (vrstva 10-50 m) ideálne pri teplotnom deficite 2-7 °C vo vrstve hrubej 10-100 m a zaberajú pri zemi prvých 20 až 200 m (Chow et al., 2013). Z dôvodu denného prehrievania vzduchu, ktoré prebieha aj v zatienených polohách, sú JZ-Z svahy teplejšie ako JV-V (Blumen, 1990).



**Obr. 2 (vľavo)** Profil teploty vzduchu, rýchlosti vetra (WIND) a hrúbky vrstiev (HEIGHT) počas zostupných (a) a výstupných pohybov vzduchu (b). TKE značí profil turbulentnej kinetickej energie (zdroj: Chew et al., 2013).

**Obr. 3 (vpravo)** Vrchný graf znázorňuje denný priebeh dominantných cirkulačných systémov nad povrchom svahov s rôznou nadmorskou výškou, pričom  $h_r$  je výška vrcholu svahu, resp. chrbta/hrebeňa a  $h_{ft}$  je spodná hranica voľnej atmosféry. Na dolnom grafe sú zakreslené profily potenciálnej teploty v čase  $t_{1-6}$  priliehajúce k hornému grafu. MN (polnoc), SR (východ Slnka), NN (poludnie), SS (západ Slnka) (zdroj: De Wekker a Kossman, 2015).

### 2.3.2 Prúdenie vzduchu v atmosfére údolí

Údolná atmosféra ako ju vyčleňuje Ekhardt (obr. 1) leží nad atmosférou svahov a možno teda predpokladať jej veľkú závislosť od príslušného vyvýšeného terénu. Interakcie dolinných a svahových vetrov sú permanentným javom a nedajú sa od seba úplne izolovať (časť 2.3.3). Napriek tomu sa v dolinách tvorí samostatný cirkulačný systém zväčša väčších rozmerom (10-400 m) ako je to pri výmene vzduchu ponad svahy (AMS, 2000). Whiteman (2000) hovorí až o vyše 500 m vysokom cyklickom režime prúdov. Charakter vetrov vanúcich stredovou osou doliny je tvorený morfometriou orografie, teda dna doliny a okolitých svahov. Teplotné kontrasty a separácia vlastnej atmosféry vzniká vďaka obojstrannému zovretiu objemu vzduchu príslušnými svahmi. Zatiaľ čo svahová cirkulácia prebieha priečnym profilom doliny, dolinnou cirkuláciou rozumieme termálny systém výmeny vzduchu medzi začiatkom a ústím doliny, či až susednou nížinou/kotlinou, prípadne aj priečne prúdenie vzduchu v doline (Markowski a Richardson, 2010).

Počas dňa teplejší vzduch prúdi hore dolinou od jej záveru k úvodu (vyššia nadmorská výška) a v noci je smer vetra opačný, kedy studený vzduch steká dolinou k jej záveru. Na rozdiel od svahov, údolné vetry nie sú závislé od veľkosti sklonu terénu, v tomto prípade dna doliny (Polčák a Bochníček, 2010) a systém sa tvorí v dolinách s rovným ako aj prehĺbeným dnom a taktiež v tiesňavách. Schmidli a Rotunno (2012) poukazujú na to, že z geometrických faktorov majú na údolné vetry najväčší vplyv celková forma doliny, jej priečna a pozdĺžna orientácia a prítomnosť vedľajších dolín či iných atypických geomorfologických tvarov.

Celodenný cirkulačný systém s fungujúcimi zvratmi prúdenia musí byť podmienený dostatočným teplotným kontrastom medzi úvodom a záverom doliny, jej časťou alebo medzi dolinou a príslušnou otvorenou krajinou. Pri rozdielnom vertikálnom profile teploty vzduchu pozdĺž doliny vzniká tlakový gradient, ktorý môže dosiahnuť v dlhších dolinách viac ako 5 hPa v dĺžke niekoľko desiatok kilometrov. Idealizovaný cyklický reverzný smer vetrov v doline je znázornený obr. 4. Genéza denných vetrov nad dnom doliny vanúcich smerom do vnútra pohoria je pozvoľná s maximálnou rýchlosťou od 1 do 8 m.s<sup>-1</sup>. Tieto pohyby sú kompenzované opačným vetrom (anti-dolinný vietor) vo väčšej výške nad centrom doliny, ktorý je z dôvodu väčšej šírky doliny vo výške slabší a môže byť prevážený silnejším prúdením synoptického merítka (Chow et al., 2013).

Nočná vrstva dolinnej cirkulácie je o niečo tenšia ako denná a prízemný vietor je silnejší (3-10 m.s<sup>-1</sup>) s vertikálnym profilom dýzového prúdenia s maximom v 30-60 % inverznej vrstvy. Whiteman (2000) poukazuje na rýchlosť prúdenia až 11-20 m.s<sup>-1</sup> v zúženom závere doliny. Nad vrstvou vzduchu tečúcou dnom doliny prúdi vo výške vzduch opačným smerom k úvodu doliny. Intenzita prúdov závisí aj od radiačných pomerov, zvrstvenia ovzdušia a turbulentných pohybov (Bianco et al., 2006). Ročný a denný chod údolných vetrov v našich podmienkach je ilustrovaný obr. 5, na ktorom vidíme koncentráciu výstupných (nížina→dolina) vetrov počas popoludnia až večera v teplej časti roka a ich absenciu v zimnom období.

Za predpokladu rovnomerného prúdeu slnečnej energie pozdĺž doliny cez horizontálnu plochu vo vrcholovej časti doliny alebo na úrovni okolitého horského chrbta/hrebeňa, ktorá je identická s plochou nad blízkou nížinou v rovnakej nadmorskej výške a v obidvoch oblastiach je premena energie na zjavné teplo pri zemi totožná, Blumen (1990) aplikuje na vysvetlenie údolnej cirkulácie dôsledky prvého a druhého termodynamického zákona:

$$Q = \rho c_p V \left( \frac{T}{\theta} \right) d\theta, \quad (2.3)$$

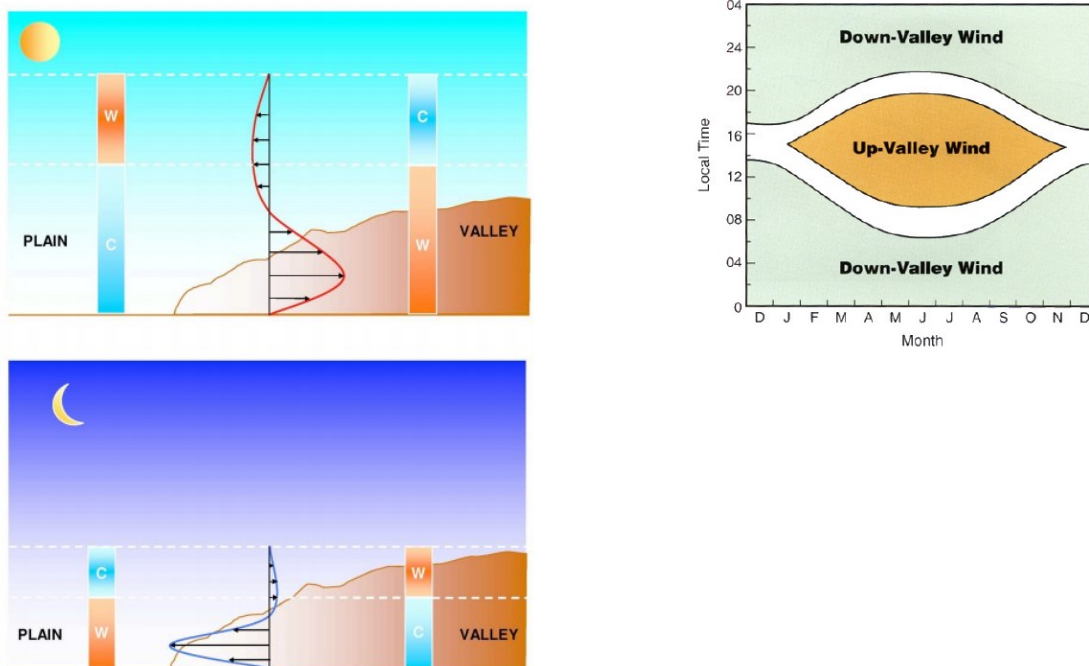
kde riešením je prírastok tepla  $Q$  [ $\text{J.K}^{-1}$ ], ktorý pri jeho pridaní alebo odobratí z objemu vzduchu vyvolá zmeny potenciálnej teploty  $d\theta$  úmerne od hustoty vzduchu  $\rho$ , tepelnej kapacity pri konštantnom tlaku  $c_p$  a objeme  $V$ .  $T/\theta$  je pomer aktuálnej teploty a potenciálnej teploty. Čím teda existuje menší objem vzduchu s rovnakým prírastkom tepla, tým je zmena potenciálnej teploty väčšia.

Spätné zmeny prúdenia vzduchu v dolinnej zaostávajú za svahovými nakoľko k ich dynamike je potrebná zmena teploty objemnejšej vzduchovej hmoty. V roku 1932 bol A. Wagnerom prvýkrát predstavený koncept podstaty TAF (topographic amplification factor), pre ktorý je výpočet podľa Blumen (1990) nasledovný:

$$\text{TAF} = \frac{\left[ \frac{A_{xy}(h)}{V_{\text{dolína}}} \right]}{\left[ \frac{A_{xy}(h)}{V_{\text{nížina}}} \right]} = \frac{V_{\text{nížina}}}{V_{\text{dolína}}}, \quad (2.4)$$

kde  $A_{xy}(h)$  reprezentuje horizontálnu plochu, ktorou energia vstupuje do objemu vzduchu  $V$  vo výške  $h$  nad dnom doliny a nížiny (dnes na stanovenie  $A_{xy}(h)$  a  $V$  použiteľné napr. GIS),  $V_{\text{nížina}}$  je výsledkom  $h \cdot A_{xy}(h)$ .

Výslednicou TAF je len pomer vypočítaný z topografie s využitím pre teplotnú amplitúdu alebo gradient, ktorý je dosiahnuteľný medzi dolinou a priľahlou nížinou/kotlinou (AMS, 2000). Vyššie hodnoty znamenajú, že vyššia teplota v doline počas dňa prehĺbi tlakový gradient podnecujúci prúdenie vzduchu z nížiny/kotliny a v prípade nižších hodnôt je výsledok opačný. Podstatou je vzťah plochy a výšky (Chow et al., 2013), kedy menší objem vzduchu v doline oproti väčšiemu na otvorenej ploche v rovnakej výške prijíma porovnateľné množstvo tepla a dosahuje tak väčšieho teplotného prírastku vedúceho k údolným vetrom. Terénne merania spomínané v (De Wekker a Kossmann, 2015) poukazujú na niekoľko stupňové rozdiely protiľahlých strán dna doliny (napr. 3-4 °C v Columbia Valley) príčinou nepomeru prehrievania krížnych svahov. Výška hraničnej vrstvy atmosféry je lokálnou konvergenciou a divergenciou vetrov deformovaná hlavne počas prechodných fáz zmeny vetra, a pozdĺž doliny silnejú vertikálne kompenzačné pohyby. Najintenzívnejšie sú vertikálne pohyby v úvode a závere doliny. V úvode (vrchol doliny) je silnejúca vertikálna zložka vetra spojená so slabnúcou horizontálnou zložkou (Bianco et al., 2011).



**Obr. 4 (vľavo)** Denný a nočný cyklus údolnej cirkulácie vzduchu. Zobrazený je vertikálny profil smeru a rýchlosti vetra (šípky) a vertikálne gradient teploty vzduchu v doline a nad susednou nížinou (zdroj: Chow et al., 2013).

**Obr. 5 (vpravo)** Ročný (horizontálna os) a denný (vertikálna os) chod údolných vetrov v doline nemeckej rieky Loisach. Biela farba reprezentuje prechodné fázy (zdroj: Whiteman, 2000).

### 2.3.3 Interakcia údolných a svahových vetrov

Výstupné prúdy ponad svahy povzbudzujú subsidenciou lokálne oteplenie atmosféry v centre doliny a zároveň tlmia otepľovanie nad svahmi ako dôsledok pozdĺžnej advekcie chladnejšieho vzduchu dolinou, známe tiež ako fenomén podseknutia (Kossmann et al., 1998). Advekcia studeného vzduchu podnecuje oteplenie vďaka konvergenciám turbulentných a tepelných tokov nad svahmi. Ide o negatívnu spätnú väzbu, ktorá limituje intenzitu svahových vetrov a reprezentuje jeden z možných dôvodov pre nestacionaritu prúdenia. Zároveň vedie k stabilnému zvrstveniu v hraničnej hladine medzi svahovými a údolnými vetrami a koniec-koncov, advekcia chladnejšieho vzduchu a subsidencia pôsobia proti nárastu výšky hraničnej vrstvy atmosféry a vplyvu orografie na konvekciu po celej dĺžke doliny (De Wekker a Kossmann, 2015). Studená advekcia je intenzívnejšia v hlbších dolinách až tiesňavách a takisto v postupne zužujúcich sa dolinách od jej záveru k úvodu (Wagner et al., 2014). Horizontálny prenos tepla od svahov do centra doliny môže zoslabiť alebo zosilniť stabilné zvrstvenie dolinovej inverzie, v závislosti na režime svahových vetrov, ich intenzite, tepelného vplyvu terénu okolo doliny a zväčšovaní objemu vzduchu s výškou doliny (TAF) (Markowski a Richardson, 2010).

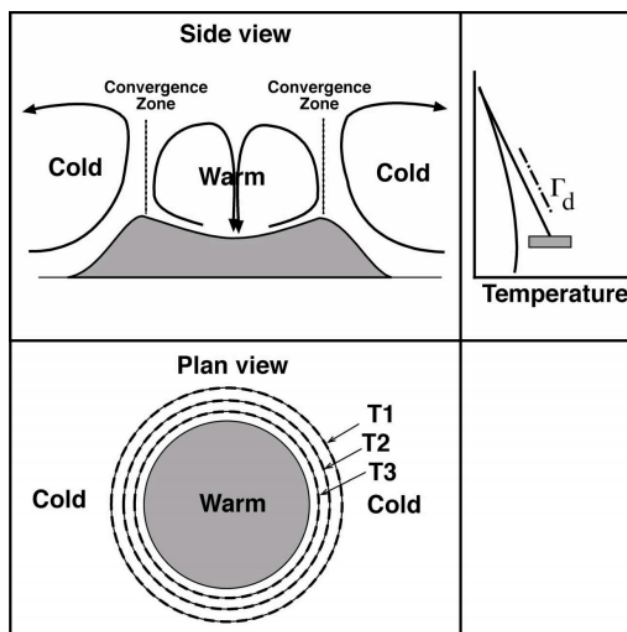


Akonáhle počas dennej fázy interakcie údolných vetrov so svahovými prevážia výstupné pohyby, nastáva spojenie do jednotnej atmosféry, ktorá je charakteristická pre denný režim. Konvekcia silnie po dĺžke celej doliny od jej dna cez bočné svahy až po vrchol okolitého terénu. Konvektívna hraničná vrstva sa naďalej prehĺbuje a začína pohlcovať vzduch voľnej atmosféry cez zónu vľahovania. Miešaním s hraničnou vrstvou sa rýchlosť vetra vo vertikále ustalauje (AMS, 2000; Whiteman, 2000; ČMeS, 2016).

#### 2.3.4 Prúdenie vzduchu nad horskými planinami

Horské planiny (pre tento termín viď časť 3.2) zasahujú do troposférických procesov svojou prítomnosťou v niekoľkých desiatkach metroch až rádovo kilometroch. Malorozmerné zarovnané, aj keď vysoko položené povrchy, majú minimálny vplyv na atmosféru. Prúdenie vzduchu v okolí rozmerných planín je riadené nielen synoptickou situáciou, ale aj horizontálnym teplotným a tlakovým gradientom vo vnútri vzduchovej hmoty nad planinou alebo medzi planinou a príľahlou atmosférou v rovnakej nadmorskej výške. Pokiaľ morfometria reliéfu dovoľuje masívny prenos vzduchu medzi planinou a najbližšou nížinou či kotlinou, ide o planinovo-nížinné vetry (Chow et al., 2013). Cez deň sú charakteristické vetry vanúce sponad nižších polôh nad planinu a v noci sponad planiny nad nižšie položené oblasti.

Denné prehrievanie vzduchu nad planinou je výraznejšie ako v jej okolí, a to vďaka redšiemu vzduchu, skoršiemu vystaveniu slnečnému žiareniu, slabšej alebo neexistujúcej rannej inverzii a konvergencií výstupných prúdov po okraji planiny, prípadne častému výskytu riedkej vegetácie.



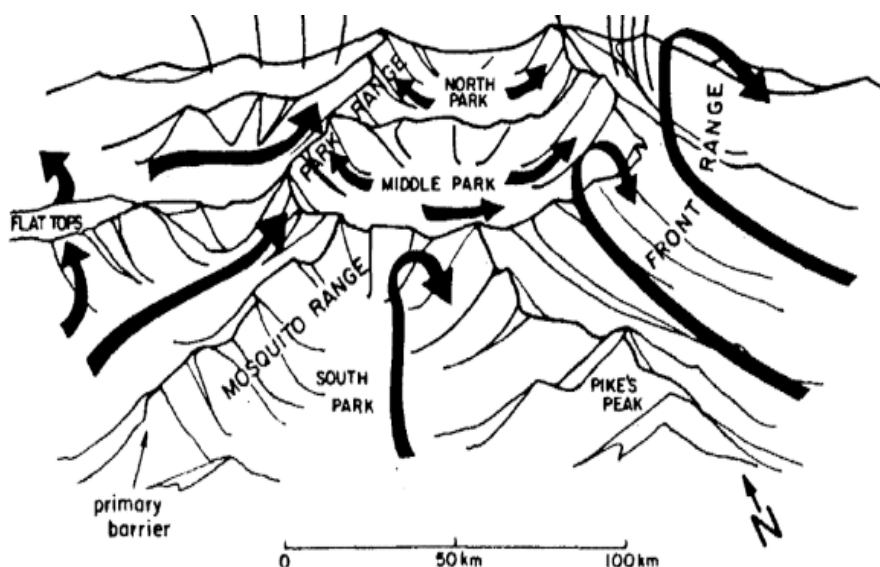
**Obr. 6** Schéma dennej cirkulácie a teplotných profilov krížom planiny (dole) a na vyzdvihnutom okraji planiny so zónou baroklinity a ilustráciou suchej adiabáty  $\Gamma_d$  (hore) (zdroj: Chow et al., 2013).

Konvektívna hraničná vrstva stúpa do väčšej výšky, ktorá je oproti priľahlým depresiám skoková a s jej rastom silnejú zostupné prúdy do okolia. Vzduch prúdi všestranne nad planinu, pričom na jej okraji sa znásobuje vertikálna zložka prúdenia, kdežto horizontálna slabne a ponad svahy planiny fúka vietor zväčša v plytkej vrstve. Spätné vetry stúpajú nad konvektívnu hraničnú vrstvu. V priebehu noci sa povrch planiny ochladzuje rýchlejšie ako okolitá atmosféra, tvorí sa tenká stabilná vrstva vzduchu a sponad planiny vanú slabé vetry do okolia. Vo vyšších hladinách je prúdenie opačné. Obidva režimy cirkulácie nie sú obzvlášť výrazné, keďže teplotná amplitúda vzduchu nad planinou je limitovaná buď synoptickými podmienkami, stekaním najchladnejšieho vzduchu von z planiny, vyššou nadmorskou výškou alebo tým, že prúdenie nie je ovplyvnené TAF efektom ako pri údolnej cirkulácií (Whiteman, 2000).

Ako vidieť na obr. 6, pri vhodnej konfigurácii terénu planiny sa po jej okraji formuje počas dňa zóna konvergencie, ktorú tvoria vzostupné vetry z vnútorných a vonkajších svahov planiny. Nad touto zónou je pri dostatočnom obojstrannom toku tepla zintenzívnená tvorba konvektívnej oblačnosti, a pri slabom riadiacom prúdení vyšších hladín sa môžu konvektívne búrky zdržovať na jednom mieste dlhší čas alebo sa obnovovať pozdĺž zóny okraja planiny. K večeru turbulentná konvekcia v konvektívnej hraničnej vrstve slabne a vzostupné prúdy sponad nižších polôh začínajú prúdiť nad planinu, kde sa šíria a narážajú na protismerné vetry. Tieto zóny môžu nad centrom rozmerných planín podnietiť vznik konvergencie výstupných pohybov. Výnimkou nie sú ani presuny celej teplej vzduchovej masy sponad planiny nad susedný región, čím je iniciovaná konvektívna búrková činnosť mimo orografiu planiny (De Wekker a Kossmann, 2015).

### **2.3.5 Prúdenie vzduchu v kotlinách a horských depresných polohách**

V charaktere cirkulačného režimu kotlín a horských depresných polôh (napr. kaldera Poľany) je rozhodujúca morfometria centrálneho reliéfu a okolitých pohorí. Základný rozdiel oproti planinám je vyššia početnosť a intenzita svahových vetrov na okraji kotliny, ktoré sú dôsledkom väčšej relatívnej členitosti reliéfu. Pri dostatočne nevyvinutej prielomovej doline alebo neexistujúcej významnejšej odtokovej zóne z kotliny, územiu chýba rovnako ako planinám dolinný systém vetrov. Funguje len za predpokladu existencie širšieho prielomu medzi pohoriami, ktorý je spojený s dnom kotliny a podobá sa tak záveru doliny. Dôležitým efektom absencie otvorenej plochy a údolných vetrov na teplotu vzduchu je zvýraznené denného prehrievania a nočného ochladzovania s tvorbou vysokej inverznej vrstvy, ktorá je ťažšie porušiteľná dopoludňajšou konvekciou. Vďaka TAF efektu je nočné ochladzovanie podstatne rýchlejšie ako na planinách. Zato denné otepľovanie je rýchlejšie ako v nížinách (Chew et al., 2013). Za prihodných podmienok stabilného zvrstvenia môže chladnejší vzduch a silná inverzia v kotlinách pretrvať niekoľko dní. Pre kotliny je typická celodenná cirkulácia svahových, údolných (môžu aj nemusia byť súčasťou) a vyššie položených horsko-nížinných vetrov (Kimura a Kuwagata, 1993).



**Obr. 7** Konceptuálny model prevládajúcich termálne riadených vetrov počas dňa nad Národným parkom Rocky Mountains v Colorade. Zreteľná je konvergencia prúdenia nad horskými hrebeňmi, ktorú reprezentuje baroklinná zóna podobne ako na planinách, avšak je stabilnejšia. Georeliéf je príbuzný kaldere Poľany (zdroj: Bossert a Cotton, 1994).

Charakteristické denné vetry vanú sponad nížiny nad kotlinu a v noci sponad kotliny nad nížinu. Vietor v kotline je zväčša slabý a atmosféra je pohoriami chránená od väčšieho vplyvu prúdenia synoptického merítka (Polčák a Bochníček, 2008; Polčák a Šťastný, 2010). Prehrievania vzduchu riadia stúpajúce teploty priľahlých svahov a kompenzačné subsidenčné pohyby v centre kotliny, ktoré sú slabšie v širokých kotlinách. Kvôli priestorovej členitosti terénu, orientácií a sklonu svahov okraja kotliny a s tým spojenému nerovnomernému prílevu slnečnej energie, je prehrievanie vzduchu, vnútrokotlinové vetry a výška konvektívnej hraničnej vrstvy do veľkej miery asymetrická (obr. 7). V rámci kotliny sa objavujú aj priečne vetry vanúce z neoslnenej strany na oslnenú. Pokiaľ morfológia reliéfu dovoľuje masívny prenos vzduchu medzi vyzdvihnutou kotlinou a najbližšou nížinou, tento systém budujú krátkotrvajúce nížino-kotlinové vetry vďaka horizontálnemu tlakovému gradientu vo výške. Dôležitý však nie je samotný tlakový gradient medzi kotlinou a nížinou, ale celistvosť gradientu bez trhlín nad chrbtom hôr na okraji kotliny (De Wekker et al., 1998). Po zoslabení vertikálnych pohybov v konvektívnej hraničnej vrstve nastáva situácia, kedy je narušená baroklinná zóna (Bossert a Cotton, 1994), relatívne chladnejší vzduch prúdi ponad pohoria a stekaním po zatienených svahoch prináša do prehriatej kotliny ochladenie, narušenie konvektívnej hraničnej vrstvy a na protiľahlých svahoch zosilnenú konvekciu alebo lokálne zóny konvergence prúdenia na dne kotliny (Kossmann et al., 2002).

### 2.3.6 Výmena vzduchu medzi pohoriami a okolitým terénom

Prenos energie zo submezomerítkových procesov až do synoptického merítka je neodlúčiteľným znakom interakcie horskej atmosféry z voľnou atmosférou, ktorá ju obklopuje. Späťne, prevládajúce prúdenie väčšieho rozsahu takmer vždy deformuje

denný cyklus horskej cirkulácie, a to v závislosti na presných teplotných a tlakových podmienkach skrz priestor nad horským masívom. Vetry vo všetkých čiastkových zložkách horskej atmosféry sú lepšie vyvinuté v teplej polovici roka a preto majú nesmierny význam pri formovaní konvektívnej zrážkovej oblačnosti. Silné zostupné prúdy konvektívnych búrkových oblakov a šírenie sa chladného vzduchu v prízemnej vrstve môžu mať negatívny dopad na stabilitu horskej cirkulácie (Whiteman, 2000).

Podstata výmeny vzduchu medzi pohoriami a nížinami tkvie tak ako pri procesoch vnútri pohoria v horizontálnom teplotnom a tlakovom kontraste medzi horskou atmosférou a voľnou atmosférou nad priľahlou nížinou. Vzduch prúdi v nižších hladinách sponad nížiny nad pohorie cez deň (všeobecne do  $2 \text{ m.s}^{-1}$ ), kedy je tlak vzduchu nad pohorím nižší a vzduch sa vracia slabším širokým prúdením vo vyšších hladinách, ktoré je ľahko prevážené riadiacim prúdením väčších rozmerov. V noci je priebeh opačný. Denná fáza je dynamickejšia ako nočná a zasahuje do väčšej výšky. Obdobnú cirkuláciu môžeme aplikovať na prenos vzduchu sponad Panónskej panvy nad Karpaty z juhu, alebo aj Stredopoľskej nížiny zo severu, ktorá je však pre Banskobystrický kraj menej významná. Ako je možné vidieť na obr. 3, kvôli potrebe zmeny vlastností väčšieho objemu vzduchu, prechodné etapy horsko-nízinnej cirkulácie sú oproti menším systémom oneskorené a na úrovni najvyšších štítov sa vetry stáčajú z denných na nočné až po polnoci (De Wekker a Kossmann, 2015).

Vývoj konvektívnej hraničnej vrstvy nad celým pohorím je veľmi premenlivý v čase a priestore a odvíja sa od zastúpenia horských chrbtov, kotlín a dolín. Výstupné pohyby silnejú s prvými rannými lúčmi Slnka nad chrbtami pohoria. Po rozplynutí nočnej inverzie v dolinách je nárast konvektívnej hraničnej vrstvy rýchlejší vďaka TAF nad dolinami ako chrbtami a popoludní hraničná vrstva obvykle kopíruje terén pohoria. Pre dlhé letné dni so silnou konvekciou a slabou nočnou inverziou je špecifické dosiahnutie kontinuálnej výšky naprieč celým pohorím. Nad osamoteným horským masívom alebo menšími pohoriami vznikajú tzv. konvektívne jadrá, nie však v ponímaní konvektívnych búrkových ciel, ale oblastí s intenzívnejšími výstupnými pohybmi naproti ich okoliu (De Wekker a Kossmann, 2015). Konvergentné prúdenie nad pohorím podnecuje vznik popoludňajších konvektívnych búrok a neskoršia divergencia rozpad oblačnosti. Denný charakter počasia nad pohorím sa odvíja od vlhkosných vlastností vzduchovej hmoty, ktorá sa nadeň presúva a v konečnom dôsledku, rovnako veľavýznamnú funkciu zastávajú dynamicky podmienené vetry, ktoré termickú konvekciu zvyrazňujú alebo tlmia (Chow et al., 2013).

## **2.4 Dynamicky podmienené vzdušné prúdy**

Ani najrozľahlejšie a najvyššie pohoria nevysvetľujú pohyby vzduchových mäs na makro úrovni, respektíve vo väčšom synoptickom merítku. Teplotné a tlakové kontrasty väčších rozmerov, ktoré vznikajú nesúlalom termických procesov nad pohoriami a zvyškom pevniny alebo vodnej hladiny, sú aktívnym efektom horskej atmosféry na

okolie. Napriek tomu orografia nie je hnacou silou dynamiky atmosféry a jej účinok zmenou hybnosti veľkopriestorového prúdenia sa považuje za pasívny efekt (De Wekker a Kossmann, 2015).

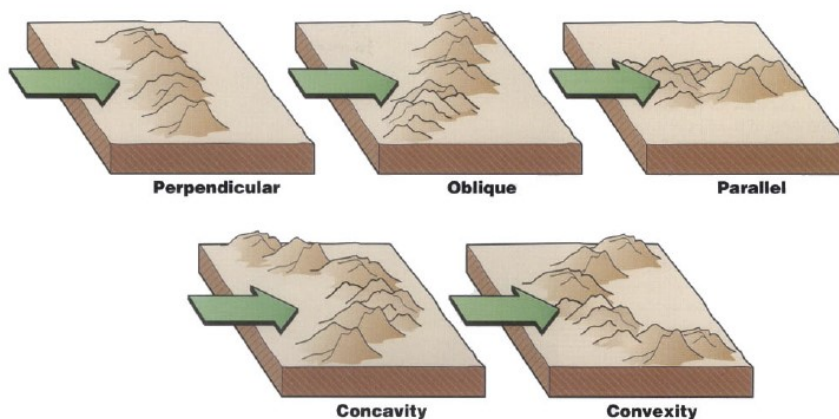
Priamy vplyv zemského povrchu na pole prúdenia vzduchu prebieha v hraničnej vrstve atmosféry, ktorej výška rastie s rýchlosťou vetra, instabilitou atmosféry a drsnosťou povrchu. Víry v turbulentnom prúdení prenášajú hybnosť z vyšších hladín smerom k zemskému povrchu, kde sa prejavuje jeho drsnosť a rýchlosť prúdenia klesá s pôsobiacou silou trenia (AMS, 2000; ČMeS, 2016). Vyvýšený horský terén vždy do určitej miery spomaľuje prúdenie vzduchu v hladinách, do ktorých pohorie zasahuje svojou eleváciou. Neznamená to však, že rýchlosť vetra nad horskými svahmi kontinuálne klesá s objemnosťou pohoria a prechodom do nižšej nadmorskej výšky. Pevná hmota horských masívov deformuje hustotu a smer prúdnic vo vertikálnom aj horizontálnom smere. Dôsledkom je miestne zosilnenie alebo zoslabenie vetra a odklon jeho smeru od prevládajúceho prúdenia do sediel, prípadne na okraj pohoria.

Instabilne a indiferentne zvrstvený vzduch (viď časť 2.5) sú ľahko prenášané ponad horské chrbty a hrebene, zatiaľ čo prenos stabilne zvrstveného vzduchu je významne podriadený faktorom atmosféry a reliéfu. Čím je zvrstvenie stabilnejšie, tým rastie pravdepodobnosť, že pohorie jeho prenos odkloní do strán alebo zablokuje. Horský terén transformuje pole prúdenia najvýraznejšie v oblastiach cyklogenézy, v samotných cyklónach a v oblasti dýzového prúdenia (Whiteman, 2000; Wallace a Hobbs, 2006).

#### **2.4.1 Topografické faktory ovplyvňujúce dynamiku prúdenia**

V zásade platí, že rozhodujúca je výška a dĺžka pohoria voči aktuálnemu prúdeniu. Množstvo energie potrebné na prekonanie rozsiahleho pohoria vzduchom je väčšie ako na prechod vzduchu ponad osamotený horský masív a platí to aj pri prekonávaní dlhého horského hrebeňa a osamoteného vrchu. Rýchlosti vetra sú preto spravidla väčšie nad rozsiahlym a vysokým pohorím. Najnáročnejší je prechod cez vysoké štíty trojuholníkového tvaru a naopak najslabší vietor vane nad horskými planinami. Konečný výsledok deformácie prúdenia určuje rovnako konfigurácia pohoria voči smeru prúdenia a zakrivením svahov či celého pohoria v horizontálnom a vertikálnom smere. Podľa obr. 8 vidieť, že pohorie môže byť voči prúdeniu postavené kolmo, šikmo, paralelne a nadobúda konkávny alebo konvexný tvar. Rýchlosť a smer vetra sú ovplyvnené na náveterných ako aj záveterných svahoch. Najmä prudké svahy, zrázy až steny zapríčiňujú vo svojej blízkosti spomalené vírivé pohyby, ktoré sú vertikálne nadmieru vyvinuté pri silnej konvekcií. Za predĺženými chrbtami a hrebeňmi sa pozorujú vzdušné víry rotujúce okolo horizontálnej osi (Zverev, 1986; Whiteman, 2000; Barry, 2008).

Vietor v dolinách a kotlinách je pravidelne slabší, avšak pri silnom riadiacom prúde môžu vírivé pohyby vzduchu prinášať silnejší vietor aj do nižších polôh. Podľa Polčáka a Štátného (2010) sú veterné pomery v kotlinách závislé najmä na orientácii osi kotliny voči prúde, veľkosti horských prekážok v okolí kotliny, relatívnej výškovej členitosti vo vzťahu okolitých pohorí ku kotline a v rámci kotliny, orientácií pohorí ku svetovým stranám a ich zastúpeniu v jednotlivých horizontoch, plošnej rozlohy kotliny.



**Obr. 8** Potenciálne formy horskej prekážky voči prúde vzduchu. Zľava: kolmý, šikmý, paralelný, konkávny a konvexný (zdroj: Whiteman, 2000).

#### 2.4.2 Vertikálna deformácia poľa prúdenia vzduchu

V pestrej škále podmienok zvrstvenia atmosféry sú vzduchové hmoty horskými prekážkami brzdené, blokované, menia smer svojho premiestnenia alebo prekračujú hory ponad ne. Vzduch je nútený prúdiť ponad pohorie radšej ako ho obtekať pokiaľ je chrbát/hrebeň dlhý, komponent prekročenia bariéry je silný (vysoké Froudeovo číslo) a zvrstvenie je nestabilné, indiferentné alebo len slabo stabilné (Houze, 2012). Západné Karpaty sú voči priemernému zonálnemu prúde v roku postavené paralelne, avšak v letnom období prevládajúce južné vetry prúdia nad slovenské Karpaty kolmo alebo šikmo s konvexne vystaveným reliéfom. Najvýraznejším vplyvom hôr na prúde je podnietenie vertikálnych pohybov. Vertikálnu zložku rýchlosti prúdenia pri povrchu možno určiť podľa Řezáčovej et al. (2007) ako:

$$w_0 = w(x, y, h(x, y)) = V_0 \cdot \nabla h, \quad (2.5)$$

kde  $V_0$  je vektor rýchlosti horizontálneho prúdenia pri zemskom povrchu a  $h$  je výška terénu horského chrbta. Na náveternej strane hôr je  $w_0 > 0$ , na zúveternej  $w_0 < 0$ . S výškou sa hodnota  $w_0$  mení a zatiaľ čo na úpätí pohoria je rovná 0, smerom k vrcholu rastie. Maximum je dosiahnuté v nižšej nadmorskej výške akú má samotný vrchol chrbta. Na vrchole sa vertikálny prírastok rýchlosti opäť rovná nule a prechodom na zúveternú stranu sa mení znamienko  $w_0$  (Zverev, 1986). Za určitých podmienok stabilného zvrstvenia atmosféry, rýchlosti prúdenia vzduchu a tvaru horskej prekážky, sa vertikálne pohyby prejavujú vo vyšších hladinách.

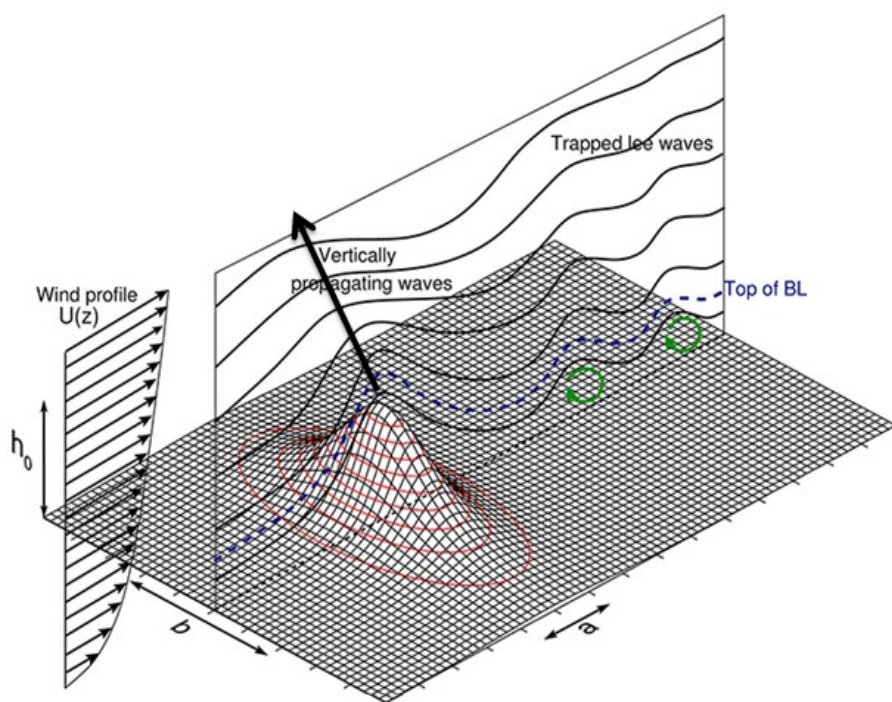
Prúdenie stabilne zvrstveného vzduchu ponad hory vytvára orografické vlny (Whiteman, 2000). Po tomto tvrdení sa možno azda nazdávať, že orografické vlny sú pri formovaní konvektívnej oblačnosti v nestabilne zvrstvenom vzduchu bezpredmetné. Vývoj konvektívnych prúdov však nie je podmienený celodenným veľkopriestorovým instabilným zvrstvením v mohutnej vrstve troposféry. Konvektívna búrková aktivita je často spojená s existenciou stabilne zvrstveného vzduchu. Napriek tomu, že vlnenie je výraznejšie v stabilnom zvrstvení, nad hornou hranicou konvektívnej búrkovej oblačnosti, v zimnom období a pod., rada prác rieši jeho úlohu vo vzťahu s iniciáciou konvekcie v letnom období (Blumen, 1990; Trapp, 2013; Worthington, 2015 a iné), a preto je výklad základného princípu orografických vln relevantný.

Genéza vlnového prúdenia nastupuje za podmienok, pri ktorých je v stabilnom prostredí vzduchová hmota vyzdvihnutá, ochladzuje sa a s rastúcou hmotnosťou relatívne voči svojmu okoliu je vďaka tiažovej sile nútená k poklesu do rovnovážnej, pôvodnej polohy. Bez pôsobenia dostatočnej sily tlakového gradientu sa vzduch prepadáva pod rovnovážnu polohu, okolo ktorej následne vertikálne osciluje podľa Brunt-Väisäläovej frekvencie (Blumen, 1990). Pre instabilné zvrstvenie platí, že vertikálny teplotný gradient  $\Gamma > \Gamma_d$  (suchoadiabatický gradient teploty) a teda  $N$  (Brunt-Väisäläova frekvencia) je imaginárne číslo, nenadobúda reálne hodnoty a vzduchová častica je s rastúcou výškou stále teplejšia a ľahšia ako okolie, vzduch teda neosciluje. Vlnové prúdenie však generujú aj samotné výstupné pohyby vzduchu a konvektívna búrková oblačnosť interagujúca s horským terénom (Chu a Lin, 2000). Stacionárna forma vlnovej rovnice popisujúcej pole vertikálnej rýchlosti nad sústavou horských hrebeňov podľa Blumen (1990) a Řezáčovej et al. (2007):

$$\frac{\partial^2 w}{\partial z^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + l^2 w = 0, \quad (2.6)$$

kde  $w$  je rýchlosť prúdenia,  $z$  a  $x$  sú súradnice a  $l^2$  je tzv. Scorerov parameter, ktorý kvantitatívne popisuje šírenie orografických vln a počíta sa pre jednotlivé hladiny. Pokiaľ je  $l^2$  takmer konštantný s výškou, nastávajú priaznivé podmienky pre šírenie vln. Amplitúda orografických vln sa podľa vlastností vzduchovej hmoty a charakteru zemského povrchu voči prúdeniu s výškou nemení alebo klesá, a v prvom prípade dochádza k fázovému posunu vlny s výškou proti smeru prúdenia (Teixeira, 2014), viď nižšie uvedený obr. 9.

Ako ďalej popisujú autori v (Blumen, 1990), (Řezáčová et al., 2007) a (Skřehot, 2008), vlnové prúdenie nad a za horskou prekážkou môže nadobúdať pri prevažne stabilnom zvrstvení značne komplikovanejšiu štruktúru za vzniku celej rady tvarov orografickej oblačnosti, turbulentných vírivých pohybov, rotorov a pod. Podmienkou je takisto či pred prichádzajúcou vzduchovou hmotou stojí osamotený masív, vrchol alebo systém horských chrbtov a hrebeňov.



**Obr. 9** Idealizovaný model orografických vln. Šípkou je vyznačený fázový posun amplitúdy s výškou proti smeru prúdenia  $U(z)$ . Upravené podľa (zdroj: Teixeira, 2014).

Nedostatočná energia pri termicky podmienenej konvekcií, ktorá by prekonala vrstvu medzi zemským povrchom a hladinou voľnej konvekcie, môže byť nahradená vynúteným vertikálnym pohybom vzduchu v okolí hôr. Modifikácia konvektívnej hraničnej vrstvy prebieha takisto pri zosilnenom veľkopriestorovom prúdení. V časti 2.3.6 bol spomenutý vznik konvektívnych jadier prúdenia, ktoré majú za následok zvýšenie hraničnej vrstvy. Primerané dynamické prúdenie so zbiehavými vetrami zosilňuje tento efekt. Naproti tomu, zníženie hraničnej vrstvy nad vrcholom pohorí, nad ktoré prúdi vzduch kolmo, je zapríčinené zvýšením rýchlostí vetra nad vrcholom Bernoulliho efektom. Zníženie konvektívnej hraničnej vrstvy bolo pozorované aj pri náveternom úpätí pohoria, kde dochádza k spätným zostupným pohybom časti stúpajúceho vzduchu (De Wekker a Kossmann, 2015).

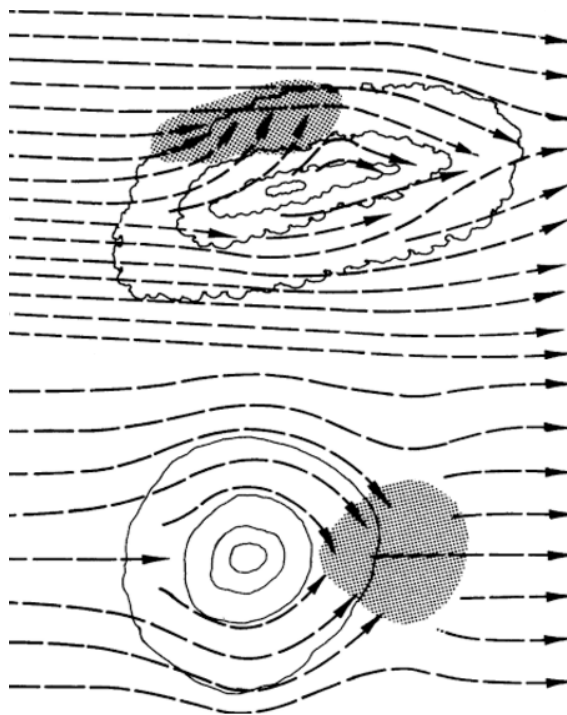
Výstupné pohyby vlhkého vzduchu vedúce k vzniku konvektívnej oblačnosti sú okrem vrcholu majoritnej orografickej vlny nad horským chrbtom alebo v oblasti posunu vlny proti smeru prúdenia prítomné aj na záveternej strane horskej prekážky ako dôsledok záveterných vln (Hobbs et al., 1973; Houze, 2012). Záveterné zostupné vlny alebo vetry sú najčastejším javom pri kolmej a konkávnej orientácii pohoria proti prúdeniu, zatiaľ čo pri šikmom, paralelnom a konvexnom tvare sú menej frekvencované. Ukotvené záveterné vlny s kratšou vlnovou dĺžkou vznikajú za predpokladu náhleho poklesu Scorerovho parametra v strednej troposfére medzi dvoma vrstvami vzduchu. Sú výsledkom interakcie vln šíriacich sa vzostupne a vln odrazených k zemskému povrchu od vyššie položenej vrstvy (Peng a Thompson, 2003).



V rámci horskej atmosféry môže za určitých podmienok pred alebo za terénou prekážkou dochádzať k tzv. hydraulickému skoku. Príčinou jeho vzniku je prúdenie stabilnej vzduchovej vrstvy proti horskej prekážke. Prechodom stabilne zvrstveného a spravidla studeného vzduchu cez horský chrbát je zrýchľujúci vzduch v najnižších hladinách v určitej vzdialenosti od pohoria opätovne navracaný do rovnovážneho, respektíve pôvodného vertikálneho rozsahu a rýchlosti prúdenia. Princíp zachovania kontinuity v tomto prípade spôsobuje búrlivé pohyby v oblasti vyrovnávania prúdenia. V spojitosti s konvektívnymi búrkami sú v oblasti hydraulického skoku dôležité silné a často náhle vzostupné prúdy, ktoré vedú k iniciácii nových konvektívnych ciel alebo regenerácií pôvodného konvektívneho búrkového systému. Tento jav je možné pozorovať aj pred studeným frontom v podobe predfrontálnej konvekcie alebo v konvektívnej búrke, ktorá prekračuje horský chrbát a v závetrí pohoria sa formujú či naberajú na sile intenzívne vetry (Blumen, 1990; AMS, 2000; Houze (2012).

#### **2.4.3 Horizontálna deformácia poľa prúdenia vzduchu**

Odklon smeru vetra od pôvodného prúdenia v okolí hôr hrá významnú rolu pri vzniku alebo presune zón termickej konvekcie, instabilnej vzduchovej hmoty alebo jednoducho pri transporte tepla a vlhkosti. Zhodne s účinkom orografie na prúdenie vo vertikále, aj pri horizontálnom smere vetra je vzduch tým viac ovplyvnený horskou bariérou, čím je zvrstvenie stabilnejšie a prostredie chladnejšie. Whiteman (2000) zhrnul podmienky, pri ktorých má vzduch tendenciu horskú prekážku radšej obtekať ako prúdiť ponad ňu: horský chrbát má konvexný tvar proti smeru prúdenia, vrcholy sú príliš vysoké, horská prekážka je izolovaným masívom alebo vrcholom, komponent prekročenia bariéry je slabý (nízke Froudeovo číslo), zvrstvenie je veľmi stabilné alebo vrstva pritekajúceho vzduchu je veľmi tenká. Vzduch je náchylný Západné Karpaty obtekať, a to v prípade zonálnej zložky prúdenia. V južnom a severnom smere je obtekanie terénu limitované a vzduch je nútený stúpať. Príkladom typu georeliéfu, ktorý nemá prúdenie problém obtečiť je kaldera Poľany, nakoľko aj napriek relatívnej rozsiahlosti je prominencia pohoria veľká a v širšom okolí ju neobkolesujú vyššie pohoria. Južné svahy zároveň klesajú z najvyšších častí pohoria do Zvolenskej kotliny, čím na rozdiel od severu, kde je situovaný meridionálne postavený chrbát (pozostatok lávového prúdu), sú vytvorené príhodnejšie podmienky pre odklon vzduchu interagujúceho s terénom do toku riadiaceho prúdenia mimo terén (deflekcia) alebo obtečenie celého masívu so sútokom prúdenia na záveternej strane (konfluencia). Oba prípady (obr. 10) sprevádza zosilnená konvergencia prúdenia s potenciálnym vznikom konvekcie, študované v (Blumen, 1990; Sato a Kimura, 2005; Meißnera et al., 2007; Hagen et al., 2011).



**Obr. 10** Pohľad na prúdnice pri horizontálnom obtekaní horskej prekážky. Hore deflekcia, dole konfluencia. Šedou farbou sú vyznačené zóny maximálnej konvergencie (zdroj: Blumen, 1990).

Za stabilných podmienok vo vrstve vzduchu siahajúcej do výšky pohoria, kedy je chrbát pohoria pomerne dlhý so zníženým terénom zľava po smere prúdenia, sú vetry stáčané na ľavú stranu v podobe bariérneho dýzového prúdenia. Vzduch prúdiaci od západu na kolmý chrbát sa na severnej pologuli stáča vždy na sever a na úpäť a náveternej strane pohoria fúka južný vietor, zatiaľ čo pri východnom vetre sa prúdenie stáča na juh produkujúc severný vietor. Maximálne rýchlosti vetra prevládajú zhruba v polovičnej výške blokujúceho pohoria, avšak v rovnakej vzdialenosti od svahov pohoria ako od reliéfu pod úpäťm (Whiteman, 2000). Silné dýzové prúdenie zhustených prúdnic je charakteristickou črtou horský sediel a brán, najmä pri sile tlakového gradientu kolmom na prekážku (Polčák a Bochníček, 2008). Stabilné prúdenie môže byť pohorím blokové do takej miery, že konvergentné prúdenie vzniká pred pohorím so silnejúcimi výstupnými pohybmi, ktoré sú schopné vyzdvihnúť vzduch do hladiny voľnej konvekcie (Blumen, 1990; Markowski a Richardson, 2010).

Prehľadom procesov termickej a vynútenej konvekcie sme naplnili jeden z predpokladov pre vývoj konvektívnej oblačnosti podľa Řezáčovej et al. (2007) (viď časť 2.1), a to existenciu procesov, ktoré vedú k výstupným pohybom vzduchu. Nadväzujúcim rozhodujúcim faktorom k dosiahnutiu formovania konvektívnej oblačnosti je instabilné zvrstvenie atmosféry a zachovanie vzostupných pohybov.

## 2.5 Vertikálna stabilita zvrstvenia atmosféry

Počiatkové podmienky v atmosfére sú najčastejšie definované pomocou pohybu častice vzduchu (ČMeS, 2016) a zodpovedajú trom primárnym stavom stability:

- a) *stabilnému zvrstveniu*
- b) *indiferentnému zvrstveniu*
- c) *instabilnému (nestabilnému) zvrstveniu*

Častica vzduchu, ktorú sa podarilo vyzdvihnúť do vyššej hladiny z počiatkovej polohy, sa v závislosti od hustoty vzduchu vo vertikále a od protichodného pôsobenia vztlakovej a tiažovej sily bude teda správať troma základnými spôsobmi (Vasquez, 2002). Konvektívne výstupné pohyby v atmosfére sú podmienené prítomnosťou teplejšieho vzduchu, ktorý má menšiu hustotu a je ľahší ako studený vzduch v rovnakej hladine, do ktorej bol teplý vzduch premiestnený. Výsledkom pôsobenia síl na jednotku hmoty možno vyjadriť zrýchlenie vzduchovej častice. Po využití základnej rovnice statiky atmosféry, úprave a nahradení hustoty vzduchu teplotou podľa stavovej rovnice plynov, je vzťah pre zrýchlenie častice podľa Markowského a Richardsona (2010) nasledovný:

$$\frac{dw}{dt} = g \frac{(T-T_0)}{T}, \quad (2.7)$$

kde  $w$  je vertikálna rýchlosť častice,  $t$  je čas,  $g$  je gravitačné (tiažové) zrýchlenie,  $T$  je teplota častice a  $T_0$  je teplota okolia častice. Pri rozdieli teplôt  $T-T_0 = 1\text{ }^{\circ}\text{C}$  a teplote blízkej  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  je hodnota vertikálneho zrýchlenia okolo  $0,035\text{ m}\cdot\text{s}^{-2}$ .

Rozhodujúcim faktorom pri výstupných pohyboch je teplota vzduchovej častice ( $T$ ) oproti vzduchu v danej hladine ( $T_0$ ), v ktorej sa častica nachádza. Schopnosť atmosféry podporovať alebo potlačovať výstupné pohyby sa určuje vo vzťahu k adiabatickým teplotným zmenám vystupujúcej častice alebo podľa vertikálnej zmeny potenciálnej teploty  $\theta$ . Adiabatická zmena teploty nenasýtenej vystupujúcej častice je v (Řezáčová et al. 2007) označená ako  $\Gamma_d$ , nasýtenej častice  $\Gamma_s$ , pseudoadiabatický teplotný gradient  $\Gamma_p$  a gradient okolitej atmosféry  $\Gamma$ , pričom  $\Gamma_p < \Gamma_d \cong 10\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$ .

Z rovnice zrýchlenia častice vyplýva, že pre vývoj konvekcie je dôležité aby sa rozdiel teplôt  $T-T_0$  zachovával alebo zväčšoval. Ak hustota stúpajúceho vzduchu narastá dostatočne oproti okoliu ( $T-T_0 < 0$ ), častica bude spätne klesať (stabilné zvrstvenie), ale ak sa hustota vzduchu dostatočne znižuje ( $T-T_0 > 0$ ), častica bude ďalej stúpať (instabilné zvrstvenie). Prekážkou vo vývoji konvektívnych pohybov a konvektívnych búrok sú teplotné inverzné vrstvy vo výške (Vasquez, 2009). Pre zachovanie určitého zrýchlenia konvekcie, je potrebné aby bol vertikálny teplotný gradient rovnajúci sa suchoadiabatickému ( $1\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ), kedy sa jedná o indiferentné zvrstvenie. Ak  $\Gamma < \Gamma_d$ , rozdiel  $T-T_0$  a zrýchlenie konvekcie sa znižuje až do hladiny  $T=T_0$ , kde má nulovú hodnotu (Vasquez, 2002).

Päť kategórií stability, ktoré sú definované vzhľadom k vertikálnej adiabetickej zmene teploty suchého aj nasýteného vzduchu podľa Řezáčovej et al. (2007):

1. absolútne stabilné zvrstvenie pre  $\Gamma < \Gamma_p$
2. indiferentné zvrstvenie vzhľadom k  $\Gamma_p$  pre  $\Gamma = \Gamma_p$
3. podmienené instabilné zvrstvenie pre  $\Gamma_p < \Gamma < \Gamma_d$
4. indiferentné zvrstvenie vzhľadom k  $\Gamma_d$  pre  $\Gamma = \Gamma_d$
5. absolútne instabilné zvrstvenie pre  $\Gamma_d < \Gamma$

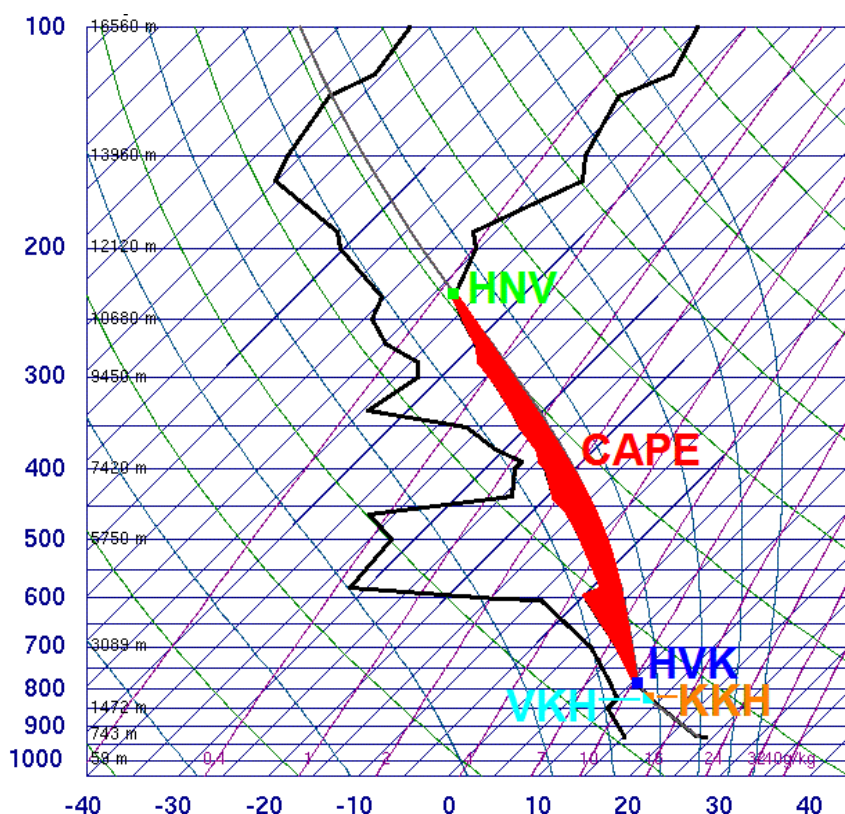
Z vyššie uvedených podmienok možno vyvodiť záver, že k vývoju zrážkovej oblačnosti dochádza najmä pri podmienených instabilných počiatkových podmienkach. Nasýtená častica uvedená do vertikálneho pohybu uvoľňuje latentné teplo, je teplejšia voči okoliu, a tým sa zrýchľuje jej vzostup. Okrem slnečných dní blízko povrchu, absolútne instabilné zvrstvenie je veľmi zriedkavý jav, nakoľko dochádza k okamžitým efektom, ktoré vedú k rovnováhe vrstvy ovzdušia. Výstup častice ako aj jej pokles sa urýchľuje vzhľadom k okoliu, čiže akákoľvek sila uvedie časticu do pohybu ktorýmkoľvek smerom, bude sa jej presun zrýchľovať v tomto smere aj naďalej (Vasquez, 2002).

Konvektívne búrky nemôžu existovať bez rýchleho výstupu veľkého množstva oblačných častíc. Nedochádza tým len k rozvoju mohutnej oblačnosti, vypadávaniu zrážok, ale aj k separácií elektrického náboja v oblakoch, ktorá vedie k elektrickým výbojom, bleskom. Pre vznik rýchleho vzostupného prúdu musí byť v prízemnej vrstve dostatok vlhkosti s následným výrazným zrýchlením vzduchovej častice. Zrýchlenie častice je podmienené instabilitou, ktorá popisuje podmienky akejkoľvek zmeny polohy častice s výslednou premenou potenciálnej energie na kinetickú (Trapp, 2013).

Na popis atmosférických podmienok priaznivých pre výskyt a intenzitu sprievodných javov konvektívnej búrkovej činnosti sa využíva rada indexov stability/instability, ktoré sú založené na teplotných, vlhkosťných a veterných pomeroch jednotlivých výškových hladín, celých vrstiev a vzťahmi medzi nimi. Hodnotenie pracuje s metódou častice, ktorej výstup je adiabaticky izolovaný a nanešťastie tento predpoklad je pri konvekcií do značnej miery skreslený (Vasquez, 2009). Jednotlivé charakteristiky prostredia v žiadnom prípade nesmú byť generalizované a nie sú zárukou výskytu zrážkovej konvekcie. Podstatný je výber hladiny či vrstvy, pre ktorú sa počítajú. S metódou častice je spojených niekoľko zásadných hladín, v ktorých častica mení svoje vlastnosti voči okolitému vzduchu a sú identifikovateľné na termodynamickom diagrame (obr. 11). Jedná sa o výstupnú kondenzačnú hladinu (VKH), konvektívnu kondenzačnú hladinu (KKH), hladinu voľnej konvekcie (HVK) a hladinu nulového vztlaku (HNV). Pre ich definíciu viď ČMeS (2016).

Práca (Vasquez, 2006) obsahuje súhrn najčastejšie využívaných indikátorom lability, z ktorých sú príkladom: convective available potential energy (CAPE), downdraft CAPE (DCAPE), convective inhibition (CIN), lifted index (LI), K-index (KI), Showalter index (SI), deep convection index (DCI), totals totals index (TT), Thompson index (TI), delta theta-e (DT), Boyden index (BI), Bradbury index (BRAD), Jefferson index (JI), S-index (S), Yonateani index (YON), severe weather threat index (SWEAT).

Po celom svete sa používajú desiatky indexov s rôznymi variáciami, kombináciami a sú adaptované pre určitý región a najčastejšie sa s nimi možno stretnúť pri predpovediach búrkovej konvekcie. Niektoré z nich nie sú kvantifikovateľné pre vysokohorské polohy ( $> 1\,500$  m n.m.) a hodnoty sa interpolujú medzi najbližšími aerologickými stanicami v nižších polohách. Z vyššie uvedených sú to všetky indexy okrem CAPE, DCAPE, CIN, LI, DT a BI, nakoľko do výpočtu zvyšných indexov vstupujú hodnoty z tlakovej hladiny 850 hPa alebo nižších.



**Obr. 11** Termodynamický diagram typu Skew-T Log-P sondážneho merania aerologickej stanice Poprad-Gánovce z poludňajšieho termínu 19. júla 2011. Zakreslené sú základné hladiny a plocha potenciálnej energie. Hodnota CAPE je  $885 \text{ J.kg}^{-1}$  a hodnota SCAPE (surface based) je  $1652 \text{ J.kg}^{-1}$ , vrstva CIN nebola prítomná. Upravené podľa (zdroj: University of Wyoming, 2016).

Instabilita zvrstvenia si v prvom rade vyžaduje zásobu energie nad hladinou voľnej konvekcie (CAPE) a perturbácie prostredia, ktoré spôsobujú nestabilitu, pri ktorej je energie využité. V špecifickom prípade gravitačnej instability, potenciálna energia vo vzduchovom stĺpci alebo horizontálnom objeme je čerpaná týmito perturbáciami, ktoré sú citeľné a vznikajú v podobe vertikálne vracajúcich sa pohybov (Trapp, 2013). Zásoba potenciálnej energie pre konvekciu sa stanoví ako:

$$\text{CAPE} [\text{J.kg}^{-1}] = \int_{HVK}^{HNV} B dz = \int_{HVK}^{HNV} g \frac{T - T_0}{T} dz, \quad (2.8)$$

kde  $HNV$  označuje hladinu nulového vztlaku,  $HVK$  hladinu voľnej konvekcie,  $B$  vztlak a veličiny  $g$ ,  $T$  a  $T_0$  sú identické ako pri rovnici (2.7).

Na termodynamickom diagrame sa jedná o pozitívnu plochu ohraničenú krivkou zvrstvenia a častice medzi HVK a HNV (obr. 11). Ide o parameter, ktorý dobre rozoznáva potenciálne nebúrkové a konvektívne búrkové prostredie. Napriek tomu je samostatne ťažko použiteľný na odhad intenzity konvektívnych búrok a aj v prostredí s nízkymi hodnotami CAPE sa môžu vyskytnúť silné konvektívne búrky. Práve preto sa kombinuje s odlišnými charakteristikami alebo sa hodnotí v špecifických vrstvách (MLCAPE-mixed layer, SBCAPE-surface based alebo MUCAPE-most unstable).

Opačnú (negatívnu) energiu pre nasýtený zostup vzduchu definuje DCAPE, pri ktorom sa počíta plocha medzi krivkami od hladiny, v ktorej sa častica nachádza a zemským povrchom, pričom zrýchlenie častice sa v tomto prípade odpočítava.

Nenulová hodnota CAPE je potrebná, no nie dostačujúca podmienka pre instabilitu. Nedostatočná pretože dosah perturbácií na zásobu energie nie je vždy zaručený (Trapp, 2013). Jedným z limitujúcich faktorov je vlastnosť vzduchovej hmoty ležiacej pod hladinou voľnej konvekcie, ktorá za stabilných podmienok zvrstvenia bráni využitiu energie. Označuje sa CIN, na termodynamickom diagrame ide o negatívnu plochu, má záporný vztlak a jedná sa o energiu, ktorú musí častica vynaložiť na prekonanie vrstvy medzi prízemnou hladinou a HVK:

$$\text{CIN [J.kg}^{-1}\text{]} = - \int_{z_0}^{\text{HVK}} B dz = - \int_{z_0}^{\text{HVK}} g \frac{T-T_0}{T} dz, \quad (2.9)$$

kde  $z_0$  je prízemná hladina a pre zvyšok vid' vzťah (2.8). V určitých prípadoch môžu byť vysoké hodnoty CIN v konečnom dôsledku pozitívnym faktorom pre neskoršiu iniciáciu konvektívnych búrok, kedy je vrstva s CIN náhle prekonaná. Niekedy sa za dôležitý parameter považuje hustota CAPE, ktorá rastie so šírkou pozitívnej plochy, zatiaľ čo klesá s jej výškou a stenčovaním sa. Intenzívne tornadické supercely boli simulované už len s hodnotou  $600 \text{ J.kg}^{-1}$ , avšak s veľkou hustotou (Wicker a Cantrell, 1996). Ku príkladu indexov, lifted index sa kvantifikuje ako rozdiel teploty vzduchu v hladine 500 hPa a častice vynesenej z vopred určenej hladiny do 500 hPa (častica pochádza: SBLLI-z povrchu; MLLI-z zmiešavacej vrstvy, napr. zo spodných 100 hPa; MULI-z najviac nestabilnej vrstvy; a pod.). Používa sa aj obmena LI na 700 hPa (Vasquez, 2006).

### 2.5.1 Modifikácia zvrstvenia atmosféry nad horským terénom

Odpoveď hraničnej vrstvy atmosféry na radiačné pôsobenie je okamžitá. Jej hrúbka a poloha vybraných hladín z obr. 11 je závislá na profile ranných teplôt ako aj intenzite turbulentného premiešavania, ktoré je podriadené termickým a dynamickým prúdom. Najpriaznivejšie podmienky pre vznik intenzívnych konvektívnych búrok sú spojené s mohutnými výstupnými prúdmi a veľkým strihom vetra, ktorý však nie je podmienkou (Kirshbaum a Durran, 2005). Výška orografie hornatého terénu spolu s prúdením vzduchu dopomáha k dosiahnutiu nasýtenia vzduchu vodnou parou, následnej tvorbe oblačnosti a zrážok.

Primárnym dôsledkom prítomnosti zložitého terénu je nerovnomerné prehrievanie zemského povrchu s tvorbou teplotných a tlakových gradientov. Odhliadnuc od javov synoptického rozsahu, s teplotnými rozdielmi v horizontálnom ako aj vertikálnom smere je spojené heterogénne rozloženie zvrstvenia atmosféry naprieč rozsiahlym územím, ako aj v rámci jedného pohoria. Vďaka prehrievaniu vysoko položených horských svahov, konkrétna hladina vzduchu (najmä prízemná) je nad pohorím teplejšia ako nad nížinou v rovnakej nadmorskej výške, kde nie je denné prehrievanie od zemského povrchu natoľko citelné (Whiteman, 2000). Teplotné pomery sa vo vyšších hladinách postupne vyrovnávajú, vertikálny teplotný gradient je nad pohorím väčší a v zásade platí, že častica vzduchu má lepšie podmienky na vzostupný pohyb, pričom plusom je viac potenciálnych efektov, ktoré prinášajú prvotný impulz za predpokladu dostatočne vysokých teplôt. Neplatí to globálne, pretože napríklad v aridných oblastiach alebo v zónach styku vzduchovým hmôt s veľkým rozdielom fyzikálnych vlastností sú majoritné konvektívne zrážkové udalosti koncentrované do priaznivých a význačných synoptických situácií (Chow et al., 2013).

Členitý terén podnecuje vznik alebo ovplyvňuje jednotlivé typy instability. Napríklad genéza baroklinnej instability menších rozmerov je viazaná na termické prúdy (Trapp, 2013). Komplexný horský terén prirodzene nemá vplyv výlučne na teplotné zvrstvenie, ale aj na smer a rýchlosť prúdenia vzduchu a vlhkostné pomery, čím sa charakteristika celkového prostredia odlišuje od voľnej atmosféry nižších polôh. Horské oblasti za určitých okolností pôsobia ako samotný zdroj vlhkosti, či už z dôvodu pokrytia lesným porastom, blokovaním vzduchových hmôt alebo zvýšeným výparom po predchádzajúcich zrážkach. Opakom je skutočnosť, že voda z hôr odteká pomerne rýchlo do nižších polôh a celkový výpar je kvôli nižším teplotám slabší (Barry, 2008).

Napriek tomu, vlhkosť je prenášaná na veľké vzdialenosti a práve nad horami môže byť využitá k tvorbe zrážkovej oblačnosti. Množstvo potenciálnej energie obyčajne závisí na veľkopriestorovej cirkulácii vzduchu a nie je zviazané s podkladom, okrem prípadov deformácie tlakového poľa horskou bariérou alebo výberu nižších hladín pri kvantifikácii. Preto je nepochybné, že intenzívne konvektívne búrky sa môžu vyskytnúť aj v prípade relatívne stabilného zvrstvenia ovzdušia, ktoré popisujú indexy (Vasquez, 2009), často neschopné nad horským terénom rozlíšiť nestabilnú vrstvu od stabilnej. To isté platí aj pre strih vetra a ďalšie charakteristiky prúdenia, ktoré sú v závislosti od skúmanej vrstvy viac alebo menej blokované horskou prekážkou. K povrchu priľahlý parameter CIN má väčšiu závislosť na podklade a vlastnostiach prízemnej a konvektívnej hraničnej vrstvy. Taktiež je spojený s veľkopriestorovou cirkuláciou, ale nad horskými polohami okrem depresných území je tendencia k formovaniu slabej alebo potlačenej stabilnej vrstvy (Blumen, 1990).

Sedlecki (2009) sa venuje klimatológii indexových hodnôt v júli a auguste v rámci Európy medzi rokmi 1991-2005. Regionalizácia vyčleňuje dominujúci región tiahnuci sa od Západných Álp po Východné Karpaty, zasahujúc do Stredomoria a nad Stredoeurópsku nížinu. Tu sú príznačné najvyššie priemerné mesačné hodnoty KI, TT

a SWEAT s najpočetnejším výskytom ich maximálnych hodnôt. Na druhú stranu, zvyšné vysoké európske pohoria, ako napríklad Pyreneje a Škandinávské vrchy, sú oproti tomuto regiónu takmer bezvýznamné. Je to možné vysvetliť jednak nepriaznivými teplotnými a vlhkosťnými pomermi, ktoré by syntézou utvárali instabilné podmienky v ovzduší, alebo prihliadnuc na Stredomorie a nezahrnutie jesenných mesiacov do časovej rady. Zato najvýznamnejšie priemerné a maximálne hodnoty CAPE sú dosiahnuté práve v Stredomorí. Pri súhrne komplexnej instabilite je absolútne dominujúcim regiónom Pádska nížina s južným podhorím Álp nasledovaná Panónskou panvou a priľahlou časťou Karpát.

Opisom prostredia, ktoré charakterizuje doslova priaznivá atmosféra pre výstupné pohyby vlhkého a teplého vzduchu sme zaručili druhý predpoklad pre vývoj konvektívnej zrážkovej oblačnosti. Ak uvažíme, že v nižších vrstvách atmosféry sa nachádza dostatočne vlhký a teplý vzduch, všetky tri predpoklady sú podľa Řezáčovej et al. (2007) naplnené a nič nebráni vývoju konvektívnej zrážkovej oblačnosti.

## **2.6 Orografické efekty na konvektívnu zrážkovú oblačnosť**

Vlhkosť je vo vzduchu prenášaná veľkopriestorovou cirkuláciou a v prípade strednej Európy je primárnym zdrojom vlhkosti Atlantický oceán. Keďže podstatný je obsah vodnej pary v nižších vrstvách, v letnom období je pri južných smeroch prúdenia nenahraditeľným zdrojom vlhkosti Stredozemné more. V prípade nevýraznej synoptickkej situácie môžu moria zastúpiť miestne zdroje vlhkosti už len v podobe nevelkých vodných nádrží, jazier, močiarov, lesov a dokonca aj regiónov, kde došlo v predchádzajúcom čase k zrážkovej činnosti. Všetky tieto aspekty sa zvyrazňujú s predlžovaním obdobia bez zrážok a rastúcim povrchovým výparom (Barry, 2008).

Pokiaľ je v jednom mieste dostatočne presadená hlboká konvekcia s vývojom zrážkových oblakov (cumulus congestus a cumulonimbus), stáva sa dominantnou a v okolitých miestach je čiastočne alebo úplne potlačená. Proces, ktorý speje k výberu konkrétneho miesta pre vývoj konvektívnej búrky je kontrolovaný veľkým množstvom variácií fyzikálnych faktorov, ktoré majú svoje vlastné komponenty (Kirshbaum a Durran, 2005). Synoptická situácia s veľkopriestorovou cirkuláciou zvyčajne vyberá deň konvektívnej búrkovej aktivity prostredníctvom podmienok zvrstvenia atmosféry, dostupnosti vlhkosti alebo prechodom frontálneho systému či prítomnosťou cyklonálneho charakteru počasia. Miestne faktory zato riadia čas a miesto presadia prehánok a konvektívnych búrok, kedy členitý terén interaguje s prúdením, produkuje samostatné vertikálne pohyby a tým iniciuje vývoj konvektívnej zrážkovej oblačnosti. Pri významných synoptických situáciách sa môžu veľmi silné zrážky vyskytnúť aj bez prítomnosti hlbokaj konvekcie (Müller et al. 2009).

Iniciácia tvorby oblačnosti v okolí hôr často vychádza z termicky podmienených prúdov denného cyklu, pri ktorých vzniká solenoidná alebo baroklinná cirkulácia. Za pokojnej veternej situácie otepľovanie svahov generuje rovnako silnú baroklinnú



cirkuláciu s opačnou orientáciou okolo celého horského masívu. Tento stav favorizuje hlboký vývoj konvektívnej hraničnej vrstvy podriadenej svahom s najintenzívnejšou iniciáciou nad vrcholom pohorí. Pri zvýšených rýchlostiach vetra sa iniciačná zóna presúva v smere prúdenia na záveternú stranu, kde termické prúdy konvergujú s vrcholovými vetrami (Trapp, 2013; De Wekker a Kossmann, 2015).

Klimatológiu konvektívnych búrok alebo javov s nimi spojených možno nájsť vo viacerých prácach z nášho regiónu, ktoré nie všetky favorizujú horské oblasti v každom smere (e.g. Oravec, 2006; Novák a Kyznarová, 2011; Andreson a Klugmann, 2014).

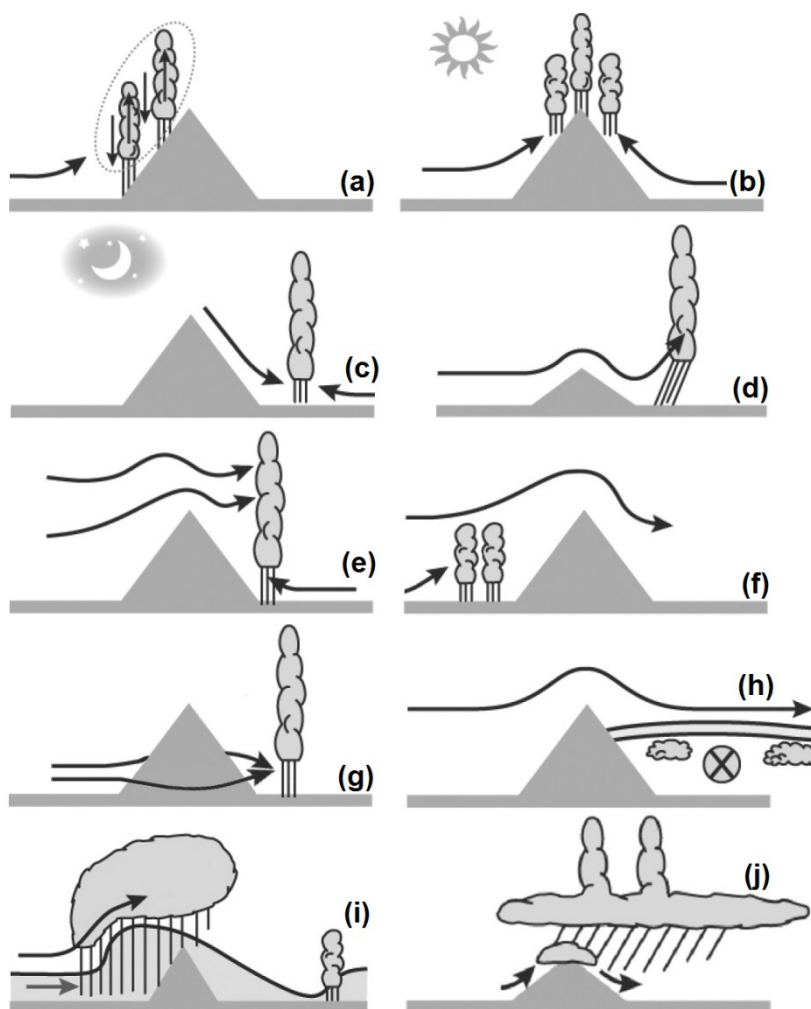
### **2.6.1 Mechanizmy vzniku orograficky podmienenej konvektívnej zrážkovej oblačnosti**

Návrh rozdeliť zrážky v horských oblastiach do kategórií, podľa ktorých orografia ovplyvňuje mechanizmy ich vzniku, predložili v druhej polovici minulého storočia viacerí autori (e.g. Houze, 1993). Zhodou sa dospelo k trom základným zaužívaným kategóriám: 1) *zrážky v stabilnom zvrstvení s vynúteným vertikálnym pohybom vzduchu*, 2) *zrážky v podmienene instabilnom zvrstvení* a 3) *zrážky vyvolané seeder-feeder mechanizmom*. Druhú kategóriu charakterizuje skutočnosť, že výskyt zrážok priamo podmienený orografiou nemusí byť situovaný priamo v horskej oblasti, ale zrážky môžu byť koncentrované výlučne nad nížinu, často ako dôsledok sekundárnej konvekcie (Chu a Lin, 2000).

Výška a sklon svahov terénu ovplyvňuje rast oblačných častíc, ľadových kryštálikov, dažďových kvapiek a tým limituje miesto vypadávania zrážok. Druhou meniacou sa vlastnosťou je koncentrácia veľkostného spektra a chemické zloženie aerosólov, na ktorých oblačné a ľadové častice rastú vo výstupných prúdoch, ktoré sú modifikované horským terénom a antropogénnou činnosťou (Houze, 2012). Mikrofyzikálne, termické a dynamické podmienky sú základnými faktormi, na ktoré má orografia nesmierny dopad a tým buduje mechanizmy tvorby zrážkovej oblačnosti, vypadávanie zrážok a ich distribúciu. Alpert (1985) uvádza, že mikrofyzikálne procesy sú významnejšie v tvorbe zrážkovej oblačnosti nad stredne vysokými ako nad najvyššími pohoriami. Ešte možno dodať, že tlak nasýtenia vodnej pary exponenciálne klesá s teplotou vzduchu a teda aj s rastúcou výškou.

Zrážková činnosť spôsobená výstupom vlhkého vzduchu a mikrofyzikálnymi procesmi je na náveterných svahoch vysokého pohoria výdatnejšia v nižšej nadmorskej výške. V našich podmienkach sa inverzia zrážok prejavuje len v lete od výšky približne 2 000 m n.m. (ČMeS, 2016). Na príklade Východných Álp na tento jav poukazujú Frei a Schär (1998), kde je pokles ročných zrážok citelný na južných svahoch dokonca od výšky 1 700, na severných už od 1 200 m n.m. Absolútne ročné maximá v rokoch 1971-1990 sú koncentrované zhodne do nadmorskej výšky okolo 800 m n.m. a s jej nárastom klesajú až po vrchol horského hrebeňa. Pokles zrážok je viditeľný aj v polohách pod 800 m n.m. ešte vo vzdialenosti 50-80 km od úpätia pohoria.

Vyššie uvedené dôvody naprieč rozmanitosťou teplôt vzduchu a povrchu, poľa prúdenia vzduchu, vlhkosti, geografickou polohou, vzdialenosti od oceánu, formy georeliéfu a v neposlednom rade nelineárnemu charakteru atmosféry, robia identifikáciu analogických mechanizmov ovplyvňovania zrážkovej oblačnosti horami po svete pomerne komplikovanú. Napriek tomu určité signály rozpoznáva viacero výskumov a ďalej uvádzame primárne mechanizmy z prác od Houzeho (1993 a 2012), ktoré sú súhrnne ilustrované na obr. 12.



**Obr. 12** Mechanizmy, ktorými horský terén ovplyvňuje konvekčívnu zrážkovú oblačnosť. Upravené podľa (zdroj: Houze 1993 a 2012).

Mechanizmus (obr. 12a) sa uplatňuje v situácií, kedy proti horskej prekážke prúdi vertikálne instabilne zvrstvený vzduch alebo je potenciálne instabilná vrstva dynamicky vyzdvihnutá do HVK. Nad náveternými svahmi sa tvorí primárna oblačnosť a vypadávajú najintenzívnejšie zrážky. Vzhľadom k zvrstveniu ovzdušia môže byť iniciácia tvorby oblačnosti posúvaná po svahu a zväčša dosahuje značnej výšky. Neskôr zrážková oblačnosť prekračuje horský chrbát alebo zaniká. Nad náveternými svahmi sa formujú zostupné prúdy na styku so vzostupnými a pôsobia

proti prúdeniu s príležitosťou pre vznik nových ciel (Chen et al., 1991). Lin et al. (2001) dokladá výskyt extrémnych zrážkových úhrnov nad náveternými svahmi aj pri interakciách vnorenej konvekcie v rozsiahlejšom zrážkovom poli so strmými svahmi pohoria za predpokladu prísunu vlhkosti v nízkohladinovom dýzovom prúdení (low-level jet). Podrobne je tento mechanizmus diskutovaný v (Houze, 2012), kde sú prípady vzniku a trvania zrážok rozobrané v štyroch variantoch atmosférických podmienok.

Obr. 12b ilustruje termicky podmienenú konvekciu v oblasti vyvýšeného zdroja tepla (hot spot) s konvergenciou prúdenia nad vrcholom pohoria. Pre situáciu je typický slabý okolitý vietor, ktorým nie sú termické prúdy prevážané. Konvekcia je pri stálych podmienkach viac-menej stacionárna a preto sú najintenzívnejšie zrážky v závislosti od formy pohoria sústredené do najvyšších polôh okolo horských vrcholov a zvyčajne v najteplejšej časti dňa. Tento mechanizmus je efektívnejší v suchom podnebí a napokon môže v silnejšom prúdení viesť k formovaniu mezosynoptického konvektívneho systému (viď časť 2.6.2). Termický potenciál tvorby oblačnosti sa od rána, kedy je najväčší nad svahmi s východnou expozíciou, presúva spolu s lokálnymi minimami tlaku vzduchu v smere slnečného svitu k západným svahom. V priebehu dňa sa pridávajú výstupné údolné vetry alebo prúdenie vzduchu z blízkej zníženiiny, avšak výstupné pohyby sú naďalej najintenzívnejšie nad vrcholmi hôr a osvietenými svahmi, a to za predpokladu, že ich neprevyšuje riadiace prúdenie (Sato a Kimura, 2005).

Protikladom dennej fázy tvorby oblačnosti je neskoršia alebo nočná iniciácia konvektívnych búrok mimo horského masívu (obr. 12c). Oblasť konvergence je vďaka zostupnému ochladzujúcemu prúdeniu z hôr a nízkohladinovému prúdeniu v nižších polohách sústredená k úpätiu pohoria alebo nad susednú nížinu, čo je spojené so silnými nočnými zrážkami v najnižších polohách (Mapes et al., 2003).

Obr. 12d a 12e sú ukážkou vzniku konvektívnej oblačnosti pôsobením záveterných vín za nízkou a vysokou horskou prekážkou. Už len v prípade mierne zvlneného terénu, respektíve veľmi nízkeho vrcholu, môžu vznikať vo výstupných častiach vín konvektívne cely. Za prítomnosti zdvíhajúceho sa reliéfu po smere prúdenia sú cely ukotvené a produkujú zrážkové úhrny paralelné s prúdením ponad povrchovú vyvýšeninu (Chu a Lin, 2000). Pri vyšších prekážkach môže dochádzať k nakloneniu vlnových pohybov proti smeru prúdenia, a to ako dôsledok primárnej konvekcie počas dňa alebo prítomnosti orografie. Na záveternej strane vetry interagujú s vlhkým nízkohladinovým prúdením a zrážky sa v podobe sekundárnej neskorej konvekcie vyskytujú aj v značných vzdialenostiach od pohoria (Mapes et al., 2003).

Konvekcia môže byť vyvolaná orograficky indukovaným výstupným pohybom taktiež v proti smere prúdenia v tesnej alebo väčšej vzdialenosti od pohoria (obr. 12f). Za predpokladu stabilného zvrstvenia blízko k podmienenej instabilite, môže adiabatickým ochladzovaním vystupujúceho vzduchu dôjsť k labilizácii prostredia a uvoľneniu energie istability. Uplatňuje sa pritom nakláňanie orografických vín proti smeru prúdenia alebo blokovanie vzduchu, ktorý nedokáže prekročiť horskú bariéru a prúdenie sa spomaľuje. V určitej vzdialenosti od pohoria vzniká hydraulický skok

a vzduch je nútený stúpať. Pri úplnom blokovaní je oblasť zrážkovej konvekcie premenlivá, zatiaľ čo pri čiastočnom blokovaní je fixná (Houze, 1993).

Čiastočné blokovanie je taktiež prípad obr. 12i, na ktorom stabilne zvrstvený vzduch zrýchlene prepadáva cez hory a v oblasti hydraulického skoku iniciuje tvorbu konvektívnej oblačnosti. Tento prípad je spojený rovnako s výtokom studeného vzduchu z konvektívnych búrok, ktorý prekračuje horskú bariéru a následne dochádza k regenerácii konvektívneho búrkového systému (Markowski a Richardson, 2010).

Okolnosti vzniku mechanizmu na obr. 12g, ktorý najčastejšie vzniká v okolí izolovaného masívu sú popísané v časti 2.4.3. Pri dostatočne nízkom Froudeovom čísle má prúdiaci vzduch tendenciu hory radšej obtekať ako prúdiť ponad ne a interakciou prúdnic sa generujú dynamicky podmienené oblasti konvergencie s tvorbou oblačnosti na okrajových svahoch horského masívu alebo priamo v jeho závetrí. Najvýraznejšia zrážková činnosť sa nikdy nevyskytuje v najvyšších polohách a dôležitým faktorom je komplexná forma reliéfu (Lin et al., 2001; Sato a Kimura, 2004; Wang et al., 2016).

Prípad na obr. 12h nastáva najmä v blízkosti rozsiahlych pohorí, kedy klesajúci vzduch v závetrí konzervuje nižšie hladiny za prítomnosti teplotnej inverzie. V zádržnej vrstve popísanej parametrom CIN sa akumuluje energia s rastúcou potenciálnou instabilitou. K uvoľneniu môže dôjsť v neskoršom čase s náhlou intenzívnou konvektívnou búrkovou činnosťou. Vysoká CIN zároveň predchádza tvorbe hlbokkej konvekcie nad nížinami, ktorá by využívala zdroje na úkor konvektívnej búrkovej aktivity nad horami. Taktiež usmerňuje prúd vlhkého vzduchu v tenkej zmiešavacej vrstve sponad nížiny nad horské svahy. Vysoká zádržná vrstva môže byť prelomená konvekciou nad nižšími partiami pohoria v jeho predpolí, výtokom studeného vzduchu z konvektívnej búrky, frontálnym systémom alebo vlhkosným rozhraním oddeľujúcim dve vzduchové hmoty (dry line) (Vasquez, 2009; Trapp, 2013).

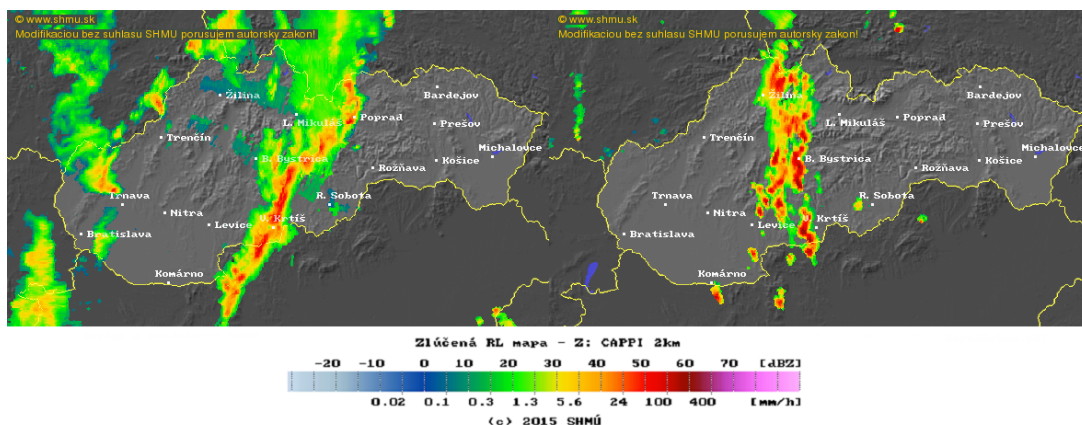
Menej obvyklým prípadom nad horským terénom je presadenie seeder-feeder efektu za prítomnosti konvekcie. Pri S-F efekte sú zrážky orograficky navýšené prevažne nad nízkymi pohoriami. V našej ilustrácii na obr. 12j, princíp S-F procesu spočíva v prítomnosti dvoch vertikálne oddelených vrstiev vzduchu nad pohorím. Výstupné prúdy produkujú konvektívne cely v hornej časti nimbostratu z uvoľnenej instability v stredných vrstvách (Blumen, 1990). Vyššie položená zrážková oblačnosť figuruje ako S-zóna (seeding zone), z ktorej zrážky prepadávajú do nezrážkového orografického stratiformného oblaku nad horským vrcholom. Orografický oblak ako F-zóna (feeding zone) je dôsledkom podmieneného výstupu vzduchu zo spodných hladín. Pri infekcii F-zóny dochádza ku koalescencii a teda zberu menších oblačných kvapiek dažďovými. Finálne zrážky preto môžu v najvyšších polohách významne zosilnieť. Tento mechanizmus je v stabilnom zvrstvení frekventovaným javom, avšak nebol doteraz pozorovaný v spojitosti s hlbokou, ale výlučne len s plytkou vnorenou konvekciou (Blumen, 1990).

### 2.6.2 Orografický efekt na genézu mezosynoptického konvektívneho systému

Izolované konvektívne búrkové cely alebo multicelárne búrky sa môžu v priaznivom prostredí spájať a formovať do plošne rozsiahlych zhlukov až celých systémom konvektívnych búrok, ktoré pokrývajú oblasť mezomerítkového rozsahu a sú charakteristické svojou štruktúrou a dynamikou. Základným pravidlom, ktoré musí konvektívny búrkový systém spĺňať pre klasifikáciu mezomerítkového konvektívneho systému (angl. mesoscale convective system-MCS), je rozloha zrážkovej oblasti aspoň v jednom smere  $> 100$  km. Väčšina MCS je spojená s blízkou alebo vzdialenejšou oblasťou vrstevnatej zrážkovej oblačnosti (Houze, 2012; Trapp, 2013).

Chu a Lin (2000) modelujú životné cykly MCS nad horským hrebeňom. Vo svojom algoritme počítajú s Brunt-Väisäläovou frekvenciou a Froudeovým číslom pre vlhký vzduch ( $F_w$ ). Už len jednoduchá konvektívna búrková cela môže generovať do strán šíriace sa gravitačné vlny, ktoré podnecujú vznik nezávislých ciel. Významnú úlohu často zohráva regenerácia konvektívnych búrkových ciel na okraji pohoria, ktorá je potrebná pri formovaní MCS a je spojená s intenzitou zostupného prúdu a vytekaním hustého studeného vzduchu von z konvektívnej búrky, ktorý interaguje s pohorím. Vznik nových ciel môže byť iniciovaný prúdom studeného vzduchu, ktorý hustne pri vyparovaní zrážok pod konvektívnym búrkovým oblakom. Je dobré pripomenúť, že podstatný dopad na formovanie MCS má aj hodnota bulk Richardsonovho čísla (AMS, 2000), mikrofyzikálne procesy a strih vetra (Houze, 1993; Trapp, 2013). Na základe experimentov, Chu a Lin (2000) definujú tri hlavné režimy prúdenia vlhkého vzduchu nad horami, ktorým podlieha životný cyklus MCS:

- 1) *MCS šíriaci sa proti riadiacemu prúdeniu* (nízke  $F_w \approx 0,208-0,333$ )-Materská konvektívna búrka má pôvod v termickej konvekcií a konvergencií prúdenia nad horským chrbtom alebo vrchom. Nové konvektívne cely vznikajú proti smeru prúdenia najmä vďaka gravitačným vlnám a neskôr zostupnému prúdu chladného vzduchu, ktorý pochádza z konvektívnej búrky pod horských vrcholom a je zrýchľovaný poklesom nadmorskej výšky. Nové konvektívne búrky sa spájajú s materskou celou a pozvoľna zdanlivo pravotočivo postupujú proti prúdeniu na náveterných svahoch. Prípadná konvektívna zrážková oblačnosť nad záveternými svahmi je menej vyvinutá kvôli adiabatickému otepľovaniu, ale vzdialenejší rast ciel môže byť iniciovaný hydraulickým skokom. Tento režim MCS je často spojený s veľmi vysokými úhrny zrážok nad náveternými svahmi, úpäťm pohoria, predhorím alebo aj vo vzdialenejšom regióne, pokiaľ MCS existuje po dlhšiu dobu, nezávisle na nadmorskej výške (obr. 13). Slabšie osamotené konvektívne cely môžu vzniknúť pomerne ďaleko proti prúdeniu od MCS a ich rast iniciujú gravitačné vlny vyvolané prítomnosťou MCS nad pohorím. Dominantnými faktormi riadiacimi tento režim sú orografia, gravitačné vlny a v neskoršej fáze ich prevyšuje prúdenie výtoky studeného vzduchu z najmladších ciel.



**Obr. 13** Príklad MCS šíriacich sa proti smeru J-JZ prúdenia nad Slovenskou republikou 20. 05. 2015 17:45 SELČ (vľavo) a 25. 07. 2015 11:50 SELČ (vpravo) (zdroj: SHMÚ, 2015).

- 2) *Kvázistacionárny MCS* ( $F_w \approx 0,34-0,354$ )-Nové konvektívne cely vznikajú pôsobením gravitačných vln po stranách konvektívnej búrky, ktorá je situovaná nad vrcholom horského chrbta alebo tesne pod ním nad náveternými svahmi (vznikla konvergenciou prúdenia). Nové cely nerastú vo vertikále nijak závažne a môžu byť klasifikované skôr ako rozširujúca sa forma starej konvektívnej búrky alebo rýchlo zanikajú. Keď sa konvektívna búrka presúva v smere relatívne silnejšieho prúdenia nad záveterné svahy, stálym pôsobením gravitačných vln dochádza k rastu novej cely od stredných vrstiev nad vrcholom náveterných svahov. Materská cela postupujúca po prúdeňí kvôli adiabatickému otepleniu slabne až zaniká a nová cela preberá jej dominantnú pozíciu. Tento režim MCS môže trvať v okolí horského chrbta či vrcholu niekoľko hodín, kde sa sústreďujú najvýraznejšie zrážkové úhrny, potenciálne či zdanlivo závislé od nadmorskej výšky. Dominantným faktorom riadiaci tento režim je rovnováha medzi orografickými vplyvmi, gravitačnými vlnami a výtokom studeného vzduchu z konvektívnych búrok.
- 3) *Spojený kvázistacionárny a po prúdeňí šíriaci sa MCS* (vysoké  $F_w \approx > 0,354$ )-Prvá konvektívna cela vzniká pri vynútenej konvekcií nad náveternými svahmi pohoria, rýchlo sa presúva v smere prúdenia a nová cela proti smeru prúdenia rastie nad pôvodným iniciačným miestom. Dôležitým faktorom pri formovaní nových ciel nad záveternými svahmi je v tomto prípade konvergencia prúdenia v závetrí a presun chladného vzduchu z vyparovania spojeného so zrážkami pôvodných ciel v smere prúdenia. Nové formujúce sa cely nad náveternými svahmi prekračujú horskú bariéru a spájajú sa so systémom nad záveterným svahom, ktorý výtokom chladnejšieho vzduchu produkuje nové cely po smere prúdenia. Najvyššie zrážkové úhrny sú spravidla lokalizované nad náveterné svahy hôr, avšak rozsiahlejšia plocha sa rozprestiera nad záveterné svahy a s časom sa presúva ďalej po riadiacom prúdeňí. Prechodné zrážky alebo zrážkový tieň sa vyskytujú medzi systémom na návetrí pohoria a MCS, ktorý sa

presúva po závetrí do nižších polôh a môže byť zosilnený hydraulickým skokom. Po dlhšom čase konvektívnej búrkovej situácie sa intenzita a mohutnosť obidvoch MCS vyrovnáva a za priaznivých podmienok môže postupujúci MCS prerásť do MCC (angl. mesoscale convective complex). Dominantnými faktormi riadiacimi tento režim sú zabezpečená regenerácia nad náveternými svahmi (orografické vplyvy, gravitačné vlny) a konvergencia v závetrí spolu so šírením studeného vzduchu pozdĺž svahov.

### 2.6.3 Priestorové rozloženie konvektívnych zrážok v komplexnom teréne

Sawyer (1956) stanovil tri základné faktory, ktorými hory ovplyvňujú zrážky: 1) interakcia prúdenia vzduchu s terénom, 2) mikrofyzikálne procesy v oblakoch a 3) veľkopriestorová cirkulácia atmosféry. Časová dostupnosť rastu ľadových alebo vodných častíc vo vnútri oblaku môže taktiež modifikovať priestorové rozloženie zrážok. Je dôležité mať na pamäti, že intenzita zrážkovej činnosti, ktorá je sústredená v zostupných prúdoch jednotlivých konvektívnych ciel, má časovo veľmi premenlivý charakter a je ovplyvňovaná dynamikou konvektívneho búrkového oblaku s rôznou dĺžkou životných cyklov a štruktúr. Najvyššie zrážkové úhrny často nemožno lokalizovať v oblasti iniciácie oblačnosti, aj keď ani tieto prípady nie sú výnimkou.

Práca Chow et al. (2013) odkazuje na tri dôležité koncepty v orografickom vplyve na zrážky: prúdenie vodnej pary, terénne podnietený výstup a kondenzáciu. Horizontálny tok vodnej pary ( $\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ ) vo vrstve nad zemským povrchom je zistiteľný z aerologických meraní využitím špecifickej vlhkosti a rýchlosti prúdenia k horskej prekážke. V plne nasýtenej atmosfére s teplotou  $20\text{ }^{\circ}\text{C}$  a prúdením o rýchlosti  $10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ , sa tok vodnej pary rovná  $523\text{ kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ . Výpočet pre vynútený výstup prúdenia vzduchu (2.5) možno nájsť v kap. 2.4.2. a najjednoduchší model pre zrážky nad horským hrebeňom je vyjadrený stĺpcom integrovanej kondenzácie vodnej pary podľa Chowa et al. (2013) ako:

$$C(x, y) = \rho q_{VSAT0} \vec{U} \cdot \nabla h(x, y), \quad (2.10)$$

kde  $q_{VSAT0}$  je nasýtená špecifická vlhkosť na zemskom povrchu, pričom  $q_{VSAT0} \approx 0,0038 \exp(0,068 \cdot T)$ ,  $U$  je rýchlosť vetra proti horskej prekážke a  $h$  je popis vlastností horského chrbta. Pre teoretický prípad Nízkych Tatier a hladinu 850 hPa dňa 19. júla 2011 podľa meraní Poprad-Gánovce v poludňajšom termíne platí:  $T = 18,2\text{ }^{\circ}\text{C}$  (pridané  $2\text{ }^{\circ}\text{C}$  oproti voľnej atmosfére),  $\rho = 1\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ,  $U = 6,2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  a s popisom terénu  $0,5$  potom  $C = 0,0403\text{ kg}\cdot\text{m}^{-2} = 145\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ .

Viacero štúdií v minulosti preukázalo silnú koreláciu medzi zrážkami a výstupným prúdením toku vlhkosti (e.g. Neiman et al., 2002). Samozrejme, koncept hodnotenia kondenzácie a zrážok nad svahmi je potrebné používať uvažlivo a nie vždy môže byť spájaný výlučne s tokom vodnej pary a stúpajúcim reliéfom. Dôležitým aspektom sú

taktiež faktory, ktoré určujú aké množstvo vodnej pary kondenzuje a spadne v podobe zrážok (napr. efektívnosť tvorby hydrometeorov alebo zrážková účinnosť) a takisto vertikálne pohyby vzduchu nad horami (Houze, 1993; Roe, 2005).

Hagen et al. (2011) využíva pri popise schopnosti prúdenia prekročiť horský chrbát Froudeovo číslo, čím sa snaží nájsť spojitosť s predpokladateľnou oblasťou iniciácie konvektívnej zrážkovej oblačnosti vo Vogézach. Froudeovo číslo je často využívaným parametrom, avšak pri konvekcií má určité obmedzenia. Je výsledkom podielu rýchlosti prúdenia proti horskému chrbtu a Brunt-Väisäläovej frekvencie vynásobenej výškou horského chrbta. S jeho nižšími hodnotami (slabším prúdením vzduchu) je po väčšine konvektívnych búrkových situácií iniciácia oblačnosti sústredená nad alebo okolie vrcholových partií pohorí, zatiaľ čo s rastúcou hodnotou je komponent prekročenia silnejší a iniciácia konvektívnych búrok môže byť prenesená na záveterné svahy alebo do väčšej vzdialenosti od pohoria. Iniciačné prúdenie je stále usmerňované horskými dolinami.

Pokiaľ veľkopriestorové vetry nie sú paralelné s horským chrbtom, konvekcia je iniciovaná na náveternej strane pohoria nezávisle na presnom smere prúdenia a orientácii záveterných svahov. Vzhľadom k premenlivosti meteorologických situácií, orografické zvýraznenie zrážok v týchto prípadoch nie je badateľné a rozlíšené môžu byť akurát veľkopriestorové formy georeliéfu. Zvrstvenie atmosféry často nehrá rolu pri iniciácii konvektívnych búrok v oblasti Vogéz, ktoré sú plne závislé od poľa prúdenia vzduchu v študovaných zrážkových dňoch. Blokovanie prúdiaceho vzduchu nastáva pri prahovej hodnote Froudeovho čísla 0,5 (Chu a Lin, 2000).

Primárna zrážková konvekcia nad horským terénom je vo všeobecnosti menej intenzívna ako sekundárna nad nižšími polohami (Munzar et al., 2011), ktorá je často dôsledkom tej horskej. Preto, orografia podnecujúca konvektívnu búrkovú činnosť a priestorové rozmiestnenie zrážok v horách má v konečnom dôsledku vplyv aj na časovo-priestorovú distribúciu zrážok nad blízkymi nížinami v neskoršej časti dňa (Blumen, 1990). Mapes et al. (2003) uvádza, že väčšina zrážkových maxím za dvadsaťštyri hodín a menej je na pevnine koncentrovaná do denných hodín. Maximá zaznamenané v nočných hodinách sa vyskytujú v blízkosti pohorí alebo v smere prúdenia od horských oblastí ako dôsledok lokálnych vzostupných a zostupných prúdov alebo preneseného vplyvu orografických záveterných vín. Totožné správanie zrážkovej činnosti pozorujú Sato a Kimura (2005) nad Japonskom. V rámci často rozsiahlej zóny vyšších úhrnov nad náveternými svahmi pohoria alebo hornatých oblastí oddelených nížinou, existujú dlhotrvajúce situácie, kedy sú zrážky pri prechode cez chrbát zoslabené alebo úplne prerušené s následnou tvorbou nových konvektívnych ciel. Ide o dôsledok vlnového zvýraznenia výstupných prúdov v priečnom profile regiónu, ktoré iniciuje tvorbu ukotvených konvektívnych ciel, čo dokladujú Medina a Houze (2003) na príklade Apenín a Álp.

Najvyššie zrážkové úhrny sa vyskytujú v miestach s najväčšou intenzitou a trvaním zrážok. V prípade konvekcie sa jedná o pomalý pohyb konvektívnych ciel,



kvázistacionárny pohyb, opakujúci sa prechod ciel alebo orograficky pripútanú konvekciu nad jednou oblasťou (Chu a Lin, 2000). Zároveň, konečný úhrn je ovplyvnený zrážkovou účinnosťou konvektívnej búrky, ktorá vyjadruje množstvo vodnej pary, ktoré bolo zmenené na zrážky dosahujúce zemský povrch. Zrážková účinnosť je efektívnejšia v multiceľárnych búrkach a konvektívnych búrkových systémoch ako v jednobunkových alebo izolovaných celách. K redukcii zrážkovej účinnosti dochádza so stúpajúcim strihom vetra, protikladne čomu leží skutočnosť lepšie organizovaných konvektívnych búrok v dynamickom prúde, najmä nížinných oblastí. Pre dĺžku trvania zrážok je rozhodujúci rozsah plochy zasiahnutej zrážkami, pohyb tejto plochy v súlade s pohybom konvektívnej búrky a rýchlosť s akou sa prípadne tvoria nové konvektívne cely (Řezáčová et al., 2007; Cotton et al., 2010).

Závislosť medzi priestorovou distribúciou krátkodobých letných zrážok a nadmorskou výškou sa nepodarilo preukázať Holkové et al. (2014) vo výrazne členitom teréne povodia Jaloveckého potoka v Západných Tatrách. Štúdiá nerozoznávajú druh zrážkových udalostí, napriek tomu absolútnym maximálnym úhrnom pre jednotlivé zrážkomery možno prisúdiť konvektívny pôvod. Hustá sieť zrážkomerov v skúmanej oblasti predkladá nadmorskú výšku ako nie veľmi dobrý prediktor pre desať minútové, hodinové a denné maximálne úhrny zrážok. Pozorované obdobie bolo od júna do septembra 2013 a 2014. Pomerne významná závislosť zrážok od nadmorskej výšky vychádza až pri mesačných sumách (korelačný koeficient 0,76 pre 2013 a 0,83 pre 2014). V roku 2013 sú prítomné výrazné rozdiely úhrnov pre jednu nadmorskú výšku vo vysokohorských polohách. Rozdiel medzi náveterným a záveterným svahom horského chrbta dosiahol až 250 mm v 1775 m n.m. Zrážky za dvadsaťštyri hodín, nie absolútne maximá, preukázali stúpajúci trend s rastúcou nadmorskou výškou len v prípade horských oblastí, tzn. nad 800 m n.m. V pozorovanom období sa vyskytli dva dni s veľmi silnými zrážkami, ktoré sú badateľné v polohách nad 1000 m n.m., zatiaľ čo v nižších polohách boli úhrny podstatne menšie (Holko et al., 2014).

Krátkodobým zrážkam v Českej republike počas teplých polovic rokov 2002 až 2007 sa venuje Sokol a Blížňák (2009). S použitím 1 km priestorového a 1 h časového rozlíšenia využitím zrážkomerných a radarových meraní vyhodnocujú priestorové rozloženie jedno, dvoj, troj a šesťhodinových úhrnov. Porovnávaná je taktiež závislosť zrážok na nadmorskej výške, a to aj pri prahových hodnotách úhrnov. Konvektívne zrážky sú identifikované časovým ohraničením zrážkovej udalosti. Z ich zistení plynie záver, že vzťah množstva zrážok a nadmorskej výšky je viditeľný len pri kumulácii všetkých hodinových zrážok bez prahovej hodnoty, no pri prahu hodinových zrážok 15 a 30 mm sa závislosť stráca, rovnako pri dvoj, troj a šesťhodinových sumách. S časovým predĺžením zrážkovej udalosti sa objavuje vzájomný vzťah zrážok a orografie. Majoritné oblasti s vyššou hustotou výdatnejších dlhotrvajúcich plošných zrážok sa sústreďujú do horských oblastí, zatiaľ čo pri rýchlom prechode zväčša konvektívnych zrážok sú dominujúce regióny rozmiestnené nezávisle na vzdialenosti od českých pohorí a vplyv orografie na distribúciu zrážok autori vylučujú podobne ako v

(Bek et al., 2010). Identifikovať sa dajú miesta s najvyššou hustotou najintenzívnejších zrážok v južnej a strednej časti českého územia, kedy by sme mohli špekulovať o ďalekosiahlejšom účinku prítomnosti Álp južne od Českej republiky.

Rovnako Cerlini et al. (2005) vyvodzuje záver, že štatistické vzťahy priestorovej variability konvektívnych zrážok nemôžu byť zovšeobecnené, nakoľko sa prítomnosť a pohyb konvektívnych búrkových ciel v zložitom teréne vzťahuje na iniciačné podmienky a presnú polohu tvorby oblačnosti, ktoré sa prípad od prípadu líšia nezávisle od topografického podkladu. Síce ich modelové prípady opäť dobre rozlišujú horský terén s vyššími priestorovými úhrnmi na rozdiel od nížin, maximálne úhrny nie sú nikdy situované do najvyšších horských polôh. Najmä pri vertikálnom predĺžení horskej bariéry, teda čím sú hory vyššie, tým je rozdiel oproti nižším polohám markantnejší a zrážky majú tendenciu sústreďovať sa do bližšieho kontaktu so svahmi pohoria alebo do ich okolia. Ako uvádza Wang et al. (2016), významným ukazovateľom koncentrácie zrážok môže byť robustnosť a členitosť pohoria voči dynamickým prúdom, ktoré pod dominantným vplyvom termálnych prúdov a v závislosti od zvrstvenia ovzdušia formujú izolované alebo spojené zrážkové polia ignorujúc malorozmerné formy reliéfu. Weisse a Bois (2000) identifikovali vzdialenosť od Stredozemného mora ako významný faktor v plošnej distribúcii intenzívnych zrážok vo francúzskych Alpách a strmosť svahov ako lokálny faktor. Molinié et al. (2011) v blízkom regióne potvrdzuje tento záver, ibaže prichádza skutočnosti, že priemer hodinových maxím zrážok je situovaný do údolného reliéfu rieky Rhône, zatiaľ čo absolútne hodinové extrémy sa koncentrujú bližšie k Stredozemnému moru na juhozápadné úpätie Centrálného masívu. Význam tohto juhofrancúzskeho pohoria pri formovaní konvektívnych zrážok vyzdvihuje aj modelová štúdia (Cosma et al. 2002), v ktorej je zdôraznená existencia strmých svahov pri iniciácii zrážkovej oblačnosti, nad ktoré však nie sú intenzívne zrážky koncentrované. Forma reliéfu Centrálného masívu rozhodujúco modifikuje veľkosť a intenzitu zrážkového poľa.

Ebtehaj a Georgiou (2010) nachádzajú silný priestorový vzťah stúpajúcej nadmorskej výšky a rastúcej intenzity zrážkových ciel v Apalačských vrchoch, avšak jedná sa len o jednu zrážkovú udalosť a neriešia sa prízemné zrážky. Alpert (1985) na základe modelových situácií v najvyšších pohoriach sveta konštatuje, že s rastúcou výškou pohoria sa maximálny úhrn presúva do vyššej nadmorskej výšky až do bodu rázovej zmeny teplotných a vlhkostných pomerov. Hodnota maximálnych zrážok s výškou však nerastie a v prítomnosti najstrmších svahov sú vždy presunuté v smere prúdenia do nižších polôh.

Monografia (Blumen, 1990) podrobne popisuje udalosť extrémnych zrážok a následnej prívalovej povodne v roku 1976 vo východnej časti Národného parku Rocky Mountains v kaňone Big Thompson River. Príkladová štúdia dokazuje skutočnosť, že iniciácia oblačnosti, dlhý životný cyklus a využitý zrážkový potenciál konvektívnych búrok je významne naviazaný na presnú geografickú polohu, ktorá podnecuje alebo zabraňuje výskytu prívalových zrážok prostredníctvom interakcie georeliéfu a

dostupných energických atmosférických podmienok. Napriek výške horského hrebeňa Rocky Mountains, ktorý presahuje 4 000 m n.m., prvotná iniciácia oblačnosti prebiehala východnejšie od štítov nad terénom vo výške medzi 2 300 a 2 750 m n.m. a nárast nových konvektívnych búrkových ciel postupoval proti východnému prúdeniu, pričom maximálne zrážky presahujúce 250 mm v priebehu štyroch hodín zaznamenali dolinové stanice o stovky metrov nižšie položené. Táto udalosť sa vyznačovala niekoľkými netypickými charakteristikami atmosféry. Veľmi silným prúdením ( $> 20 \text{ m.s}^{-1}$ ) kolmo na pohorie vo vrstve do výšky 700 hPa a náhlou zmenou pomerov vetra vo vyšších hladinách s paralelným južným prúdením voči pohoriu o rýchlosti len niekoľkých  $\text{m.s}^{-1}$ . Nad celou oblasťou prevládala veľmi teplá troposféra (podobná tropickej oblačnosti) s bodom mrznutia až vo výške 5 600 m, ktorá by zvyčajne za podmienok slabého strihu vetra viedla len k výdatným zrážkam trvajúcich do jednej hodiny. Dôvodom je viac-menej priamo vertikálna štruktúra oblačnosti a prepád zrážok cez výstupný prúd. V prípade tejto udalosti bola so stúpajúcim vzduchom prenášaná východná hybnosť zo silného prúdenia v hraničnej vrstve, ktorá odkláňala vyššie partie oblaku smerom na západ so zrážkovou účinnosťou konvektívnej búrky takmer 85 %.

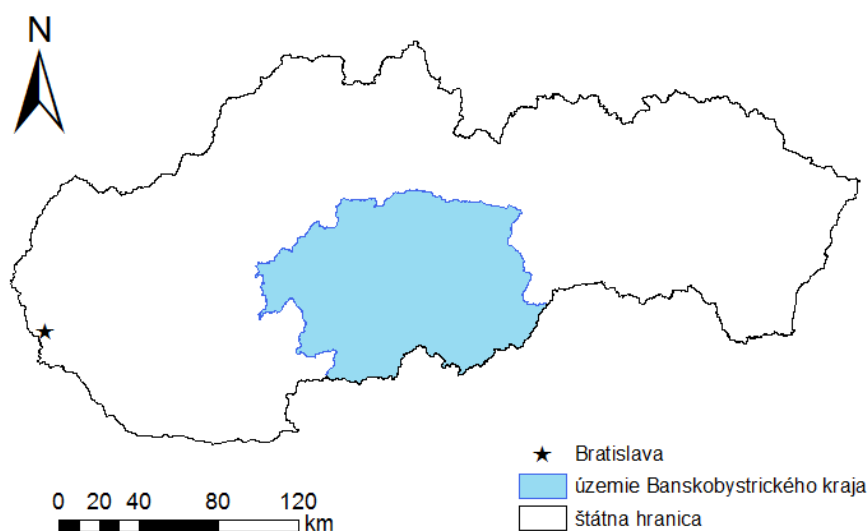
Vďaka prípadu Big Thompson River bolo taktiež poukázané na fakt, že pri výške HVK pod vrcholovými partiami horského hrebeňa, sa maximálne zrážkové úhrny sústreďujú do strednej oblasti náveterných svahov, zatiaľ čo pri HVK nad horským hrebeňom, zrážky silnejú najmä na záveterných svahoch nezávisle od nadmorskej výšky, sklonu a orientácie svahov (Blumen, 1990). Yoshizaki a Ogura (1988) aj na základe modelovania tejto udalosti formulujú zaujímavé podmienky pre priestorové rozmiestnenie intenzívnych zrážok v horách: 1) Lokalizácia zrážok je citlivá na horizontálnu distribúciu veľmi vlhkého vzduchu. Pokiaľ je počiatkové rozloženie vodnej pary nehomogénne nad blízkou nížinou s prúdením kolmým na pohorie, maximálne úhrny sú koncentrované v stredných polohách náveterných svahov. Za rovnomerného rozloženia vodnej pary a identickom prúdení, maximálne úhrny prechádzajú nad najvyššie polohy okolo horského hrebeňa. 2) Lokalizácia zrážok závisí na presnej polohe prvotnej iniciácie hlbokoj konvekcie, kedy najintenzívnejší dážď v stredných polohách náveterných svahov prichádza za podmienky iniciácie konvektívnych búrok na úpätí pohoria. 3) Lokalizácia zrážok je naviazaná na niektoré formy zemského povrchu zatiaľ čo na iné vôbec. Ako príklad uvádzajú, že náhly nárast výšky konvexného povrchu neovplyvní rozmiestnenie zrážok v stredných polohách, ale kombinácia konvexného povrchu nasledovaného dlhým stúpajúcim svahom prenáša maximálny úhrn do vyšších polôh.

Ďalšie práce z rozmanitých regiónov sveta (e.g. Frei a Schär, 1998; Šálek, 2000; Weisse a Bois, 2000; Medina a Houze, 2003; Cerlini et al. 2005; Meißnera et al., 2007; Bankanza, 2011; Houze, 2012; Wang et al., 2016 a iné) dospeli k podobným výsledkom ako vyššie spomínaní autori.

### 3. FYZICKOCKOGEOGRAFICKÁ CHARAKTERISTIKA BANSKOBYSSTRICKÉHO KRAJA

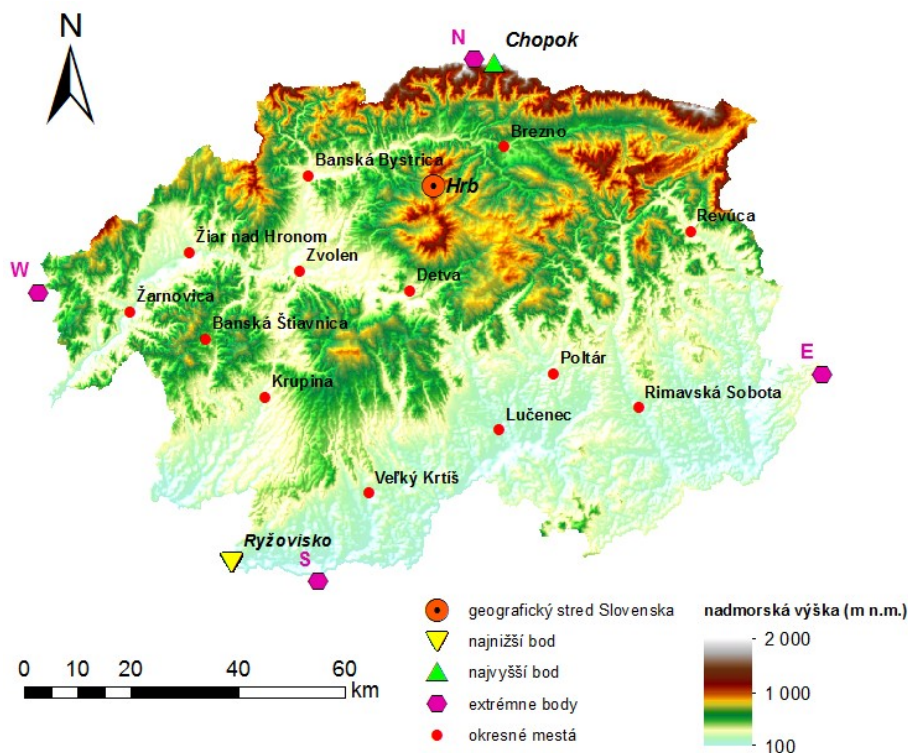
#### 3.1 Poloha

Banskobystrický samosprávny kraj s rozlohou 9 455 km<sup>2</sup> zaberá takmer pätinu územia Slovenskej republiky v jej centrálnej časti (obr. 14). Študovaný administratívny celok leží medzi 48° 03' až 48° 56' severnej zemepisnej šírky a 18° 29' až 20° 28' východnej zemepisnej dĺžky. Šírkový rozdiel 53' (Slovensko 1° 53') je v uhle dopadu slnečných lúčov natoľko malý, že nedochádza k prejavom šírkovej klimatickej zonálnosti. Tvar územia je do značnej miery prispôsobený prírodnému prostrediu. Medzi šírkou (101,8 km) a dĺžkou (147,1 km) kraja nie je významný vzdialenostný rozdiel a diferenciáciu mezoklímy odzrkadľujú takmer výlučne charakteristiky georeliéfu.



**Obr. 14** Vymedzenie územia Banskobystrického kraja v rámci Slovenskej republiky.

Najzápadnejší bod leží na juhozápadných svahoch vrchu Dubová (572 m n.m.) v pohorí Tríbeč (18° 29' v.z.d. a 48° 30' s.z.š.). Najsevernejším bodom je vrch Poľana (1 890 m n.m.) v hlavnom hrebeni Nízkyh Tatier (48° 56' s.z.š. a 19° 32' v.z.d.). Najvýchodnejší bod tvorí štátna hranica s Maďarskom na chrbátnici (375 m n.m.) v závere doliny Líščieho potoka v Bodvianskej pahorkatine (20° 28' v.z.d. a 48° 27' s.z.š.). Najjužnejší bod sa nachádza na štátnej hranici na rieke Ipel' (134 m n.m.) v katastri vidieckej obce Koláre (48° 03' s.z.š. a 19° 14' v.z.d.). Pre extrémne body viď obr. 15, kde sú označené ako W (najzápadnejší), N (najsevernejší), E (najvýchodnejší) a S (najjužnejší). V hlavnom chrbte pohoria Poľana leží geografický stred Slovenska, kóta Hrb (1 254,7 m n.m.) so súradnicami 48° 44' s.z.š. a 19° 28' v.z.d., od ktorého je často uvádzaná vzdialenosť Slovenska od najbližších morí (Jadranské 540 km, Baltské 630 km, Čierne 840 km, Severné 850 km). Vzdialenosť regiónu od morí a oceánov je dôležitým budovateľom klimatických pomerov tej-ktorej oblasti (Michal a Barto, 2012).



**Obr. 15** Topografická mapa Banskobystrického kraja.

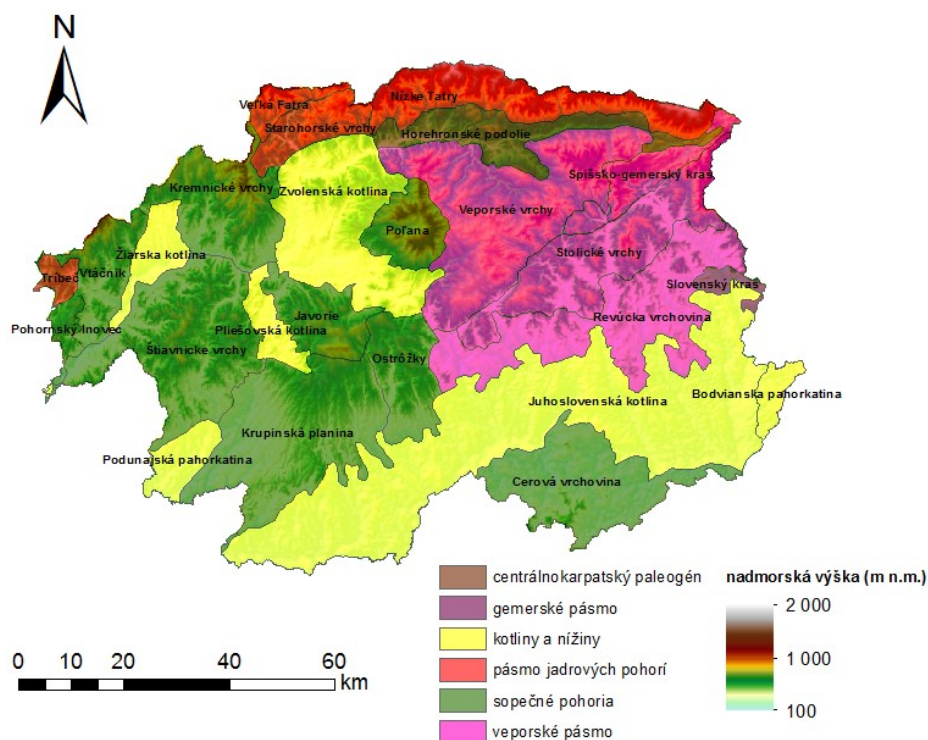
### 3.2 Povrch a geológia

Fundament prírodnej krajiny stredného Slovenska tvorí pohorie Karpaty, ktoré predstavuje dominantný horský systém na rozmedzí strednej, východnej a juhovýchodnej Európy s dĺžkou približne 1 500 km. Karpaty na území kraja vyplňajú samotné horské masívy a vnútrokarpatské kotliny, z ktorých najrozsiahlejšou depresiou je Juhoslovenská kotlina.

Absolútne najvyšším bodom kraja je kóta Chopok (2 023,6 m n.m.) na severnej hranici v Nízkych Tatrách. Minimálnu nadmorskú výšku 119 m n.m. dosahuje reliéf v prírodnej rezervácii Ryžovisko na západnom okraji Juhoslovenskej kotliny pri rieke Ipel' v katastrálnom území vidieckej obce Ipel'ské Predmostie (obr. 15). Priemerná nadmorská výška kraja má hodnotu približne 516 m n.m.

Banskobystrický kraj pokrýva územie piatich geomorfologických oblastí a dvadsiatich piatich nižších povrchových celkov (obr. 16). Hranicu kraja tvoria významné prírodné bariéry, ktoré sú v Z, S a V časti reprezentované najvyššími chrbátmi pohorí. Na krajnom Z vstupuje časťou územia do kraja pohorie Tríbeč (s najvyšším vrchom Veľký Tríbeč 829 m n.m.), ktorý je južným výbežkom Fatransko-tatranskej geomorfologickej oblasti. Tú ďalej na severnom pohraničí dopĺňajú južným okrajom Veľká Fatra (Ostredok 1 592 m n.m.), Starohorské vrchy (Kozí chrbát 1 330 m n.m.) a značnú časť severnej hranice so Žilinským krajom tvoria Nízke Tatry (Ďumbier 2 043 m n.m.), ktorých južné svahy prechádzajú do Horehronského podolia (Miklós, 2002).

Centrálnu časť Slovenska a západnú polovicu Banskobystrického kraja vyplňa geomorfologická oblasť Slovenské stredohorie, do ktorého patria pohoria Pohronský Inovec (Veľký Inovec 901 m n.m.), JZ svahy Vtáčnika (Vtáčnik 1 346 m n.m.), ktorý spolu so Štiavnickými vrchmi (Sitno 1 009 m n.m.) a Kremnickými vrchmi (Flochová 1 318 m n.m.) obklopuje Žiarsku kotlinu. O niečo východnejšie leží Zvolenská a Pliešovská kotlina, nad ktorými sa týčia pohoria Javorie (Javorie 1 044 m n.m.), Ostrôžky (Ostrôžka 877 m n.m.), Poľana (Poľana 1 458 m n.m.) a Krupinská planina (Kopaný závoz 775 m n.m.). Hlavné horské pásmo vo V polovici kraja tvorí Slovenské rudohorie a do neho patriace najrozsiahlejšie pohorie Veporské vrchy (Fabova hoľa 1 439 m n.m.), od JZ k SV tiahnuce sa Stolické vrchy (Stolica 1 476 m n.m.), Revúcka vrchovina (Veľký Radzim 991 m n.m.) a južne od najvyššieho toku Hrona ležiaci Spišsko-gemerský kras s podcelkom Muránska planina (Kľak 1 409 m n.m.).



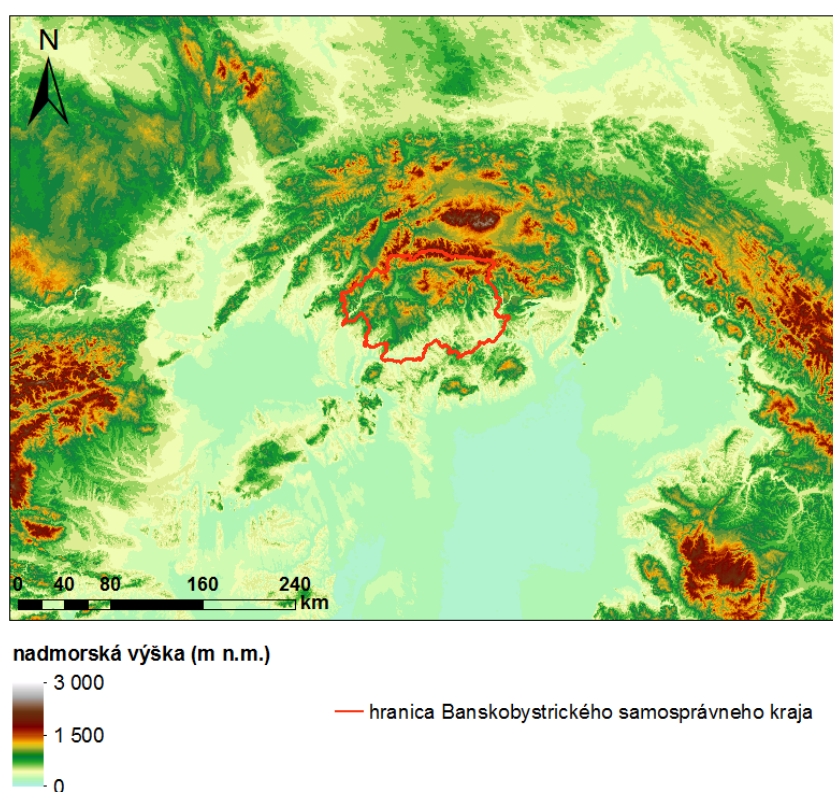
**Obr. 16** Tektonické členenie geomorfologických celkov Banskobystrického kraja.

Na krajnom V zasahuje do územia Slovenský kras (Jelení vrch 947 m n.m.) podcelkami Jelšavský kras a Koniarska planina. Južne od Slovenského stredohoria a rudohoria sa rozprestiera oblasť Lučensko-košická zníženina a najväčší povrchový celok Juhoslovenská kotlina. Na krajom JV kraja sa nachádza relatívne malý celok Bodviánska pahorkatina (Líščia diera 401 m n. m.) patriaci do rovnakej oblasti. Na JZ leží porovnateľne veľký cíp Podunajskej pahorkatiny v oblasti Podunajská nížina. Polovičný úsek južnej hranice s Maďarskom patrí Matransko-slanskej oblasti a celku Cerová vrchovina (Karanč 728 m n.m.). S výnimkou Podunajskej pahorkatiny, sú povrchové celky radené pod subprovinciu Vnútrotných Západných Karpát, provinciu



Západných Karpát, podsústavu Karpát a sústavu Alpsko-himalájsku. Podunajská pahorkatina spadá pod nasledovné vyššie geomorfologické jednotky: subprovincia Malá Dunajská kotlina, provincia Západopanónska panva, podsústava Panónska panva a sústava Alpsko-himalájska (Miklós, 2002).

Pri posudzovaní klimatických pomerov a chodu počasia je dôležité uvažovať väčšie priestorové merítko (obr. 17). Geografická poloha kraja v rámci geomorfologickej sústavy predstavuje jeden z najzákladnejších klimatotvorných činiteľov. Kvôli malej priestorovej rozľahlosti územia je najdôležitejším aspektom tvorby klímy a počasia výšková členitosť reliéfu. Cirkulácia vzduchu nie je v atmosfére všeobecne obmedzená a preto pre pochopenie atmosférických dejov nad stredným Slovenskom je potrebné poznať jeho okolité prírodné prostredie na úrovni morfoštruktúr (Michal a Barto, 2012).



**Obr. 17** Vymedzenie územia Banskobystrického kraja v rámci širšej stredoeurópskej oblasti.

Ako vidieť na obr. 17, študovaná oblasť je situovaná v rozmanitom prostredí južnej polovice Vnútorných Západných Karpát. Hlavné horské chrbty a hrebene sa až po začiatok Východných Karpát tiahnu v rovnobežkovom smere, čo má za následok voľnejší prechod zonálnych oceánskych vzduchových hmôt v spodnej troposfére. Nad Karpatmi a v ich bezprostrednom okolí obvykle nedochádza k intenzívnemu premiešavaniu vzduchu väčších fyzikálnych rozdielov zo S a J Európy. Orografické deformácie prúdenia a tlakového poľa, tvorba náveterných a záveterných zrážkových efektov a teplotné anomálie medzi oceánskou a kontinentálnou klímou nie sú tak výrazné ako je tomu napríklad u neďalekých Dinárov.

Banskobystrický kraj leží na priamom styku s Panónskou panvou, ktorá je rozsiahlym depresívnym územím s charakteristickou mezoklíma obkoleseným Karpatmi, Alpami a Dinármami. Vplyv na karpatské počasie je zreteľnejší v lete pri početnom výskyte južných smerov prúdenia. Nízko položený vnútropevninský rovinatý reliéf spolu s južne orientovanými svahmi Západných Karpát je náchylnejší na veľkopriestorové prehrievanie a destabilizáciu ovzdušia ako zvyšné európske nížiny.

Dôležitým aspektom pri výskyte letných zrážok spojených s frontami postupujúcimi od západu sa ukazuje relatívne neďaleká prítomnosť Východných Álp, kde prebieha prvotná iniciácia tvorby oblačnosti, zrážok alebo organizovanejších konvektívnych systémov. Napriek tomu vzdialenosť od klimatických centier frontogenézy a poloha Českej Vysočiny a Vonkajších Západných Karpát v smere prúdenia majú neraz za následok blokovanie vetrov terénom a rozpad zrážkovej oblačnosti.

S, SV a V prúdenia vzduchu sú v prípade výskytu letných konvektívnych zrážok najmenej početné. Ku konvekcií dochádza v S, SZ či Z časti poľa nižšieho tlaku alebo uzavretých cyklón a Východné Karpaty nepredstavujú v nie natoľko dynamickom prostredí ujmu alebo prínos pre zrážkovú činnosť. Územie kraja sa ocitá v závetří vysokých pohorí severného Slovenska takmer výhradne v prípade stratiformných zrážok s polohou cyklón nad Poľskom, Ukrajinou alebo Bieloruskom.

Vyčlenenie vyšších povrchových jednotiek a celkov má východisko v geologickej štruktúre územia. Na obr. 16 je viditeľný súvis medzi tektonickým a geomorfologickým členením Vnútrošných Západných Karpát. Oblasť pozostáva zo šiestich hlavných geologických formácií: pásma jadrových pohorí, veporského pásma, gemerského pásma, centrálnokarpatského paleogénu, neogénnych vulkanitov a neogénnych kotlín a nížin. Súčasná krajina stredného Slovenska je obrazom dynamiky dávnych geologických období a reliéfových procesov terciérneho a najmä kvartérneho veku s hojným morfoskulptúrnym zastúpením. Najväčší podiel na rozlohe má podvrchovinový, vrchovinový a hornatinový reliéf, ktorý bol formovaný do dnešnej podoby v kvartéry (tab. 2). K veľkoplošným vysočinám sa radia výhradne Nízke Tatry, kde ostrovčekovito nájsť aj veľvysočinový typ reliéfu. Pahorkatiny vystupujú v celkoch Podunajskej, Bodvianskej pahorkatiny a vo vnútrokarpatských kotlinách. Banskobystrický kraj je z veľkej miery krajinou južného sklonu (tab. 4), čo z neho robí ideálne prostredie pre vznik konvektívnych zrážok (Miklós, 2002).

Za hranične nížinnú krajinu bez agradačnej činnosti možno považovať časť celku Podunajská pahorkatina, ktorej patrí stredný tok rieky Štiavnica a okolitých prítokov v podobe malého výbežku na juhozápade kraja medzi Štiavnickými vrchmi a Krupinskou planinou. Slabo zvlnený reliéf (150-300 m n.m.) je lemovaný niekoľkými úvalinovitými dolinami s nevelkou nivou a kvartérnymi sedimentmi pokrývajúcich bádenské pyroxenické a amfibolicko-pyroxenické andezity. Do kotlinovej krajiny patrí nízko položená Juhoslovenská kotlina (Malkiná, 379 m n.m.), stredne položená Žiarska (Vlčí hrb 464 m n.m.), Pliešovská kotlina (Hrádok 540 m n.m.), Zvolenská (Čierny diel 851 m n.m.) a vysoko položené Horehronské Podolie (Hôrka 951 m n.m.).



Juhoslovenská kotlina nadobúda prevažne rovinný charakter, obzvlášť na V spolu s Bodvianskou pahorkatinou až pahorkatinový a na S podvrchovinový s výškou okolo 300 m n.m. Základom dna sú riečne nivy a nízke riečne terasy Ipľa, Slanej a Rimavy. Juhoslovenskú kotlinu a Bodviansku pahorkatinu vyplňajú neogénne morske a jazerné sedimenty ako sivé vápnité prachovce (lučenecké súvrstvie), pestré kaolické íly, ílovce, piesky, štrky, zlepenice, evapority a ojedinelé sloje lignitu (poltárske súvrstvie).

Štruktúrne jednoduchšie kotliny stredného výškového stupňa (Žiarska, Zvolenská, Pliešovská) sú vulkanickými pohoriami zovreté tektonické depresie v Slovenskom stredohorí. Dno Žiarskej a Zvolenskej kotliny je tvorené nivou rieky Hron (v Detvianskej kotline riekou Slatina). Pliešovskou kotlinou preteká rieka Neresnica, ktorá však tvorí len úvalinovitú a neskôr prielomovú dolinu bez širšej nivy. V okolí nív (v Žiarskej kotline od výšky 230 m n.m.) je charakteristický pahorkatinový reliéf s výškovými variáciami terás, vo Zvolenskej kotline v podhorí až vrchovinový reliéf presahujúci 700 m n.m. Primárnou výplňou kotlin sú neogénne sedimentárne horniny ako íly, piesky a štrky s prechodom do vulkanických hornín. Zložitejšia geologická stavba je príznačná pre Bystrickú a Ponickú vrchovinu a Bystrické podolie (podcelky Zvolenskej kotliny) s výskytom krasových území a teda pestrých druhohorných vápencov, vápnitých bridlíc, zlepenecov, slieňovcov, brekcií a vulkanitov.

Hron, ktorý na strednom toku tvorí úzke prielomové doliny medzi pohoriami Slovenského stredohoria, v hornej časti preteká cez vysoko položenú kotlinovú krajinu Horehronskeho podolia. Komplexne Hron vytvára zloženú-antecedentnú dolinu Pohronie, ktorá spája kotliny stredného Slovenska. Horehronské podolie je tvorené pahorkatinovým reliéfom vo výškach 400 až 1 000 m n.m. Početné sú náplavové kužele a stredné až vysoké riečne terasy priliehajúce k údolnej nive. Podvrchovinový reliéf tvorí Bystrianske podhorie a záver Heľpianskeho podolia. Zväčša paleogénne sedimenty utvárajú pieskovce, vápnité ílovce a bridlice, vápence, zlepenice, bohato sú zastúpené staršie hlbinné a metamorfované horniny (Hók et al., 2001).

Kotlinovú krajinu Horehronskeho podolia a Zvolenskej kotliny strieda na severnom pohorí hornatinová až vysočinová a v najvyšších polohách veľvysočinová krajina pásma jadrových pohorí (V. Fatra, Starohorské vrchy, Ďumbierske N. Tatry). Masívne vypuklé povrchové tvary so súvislými horskými chrbtami a početnými rázsochami dosahujú výšok 1 000 až 2 000 m n.m. V najvyšších partiách N. Tatier je najlepšie zachovaný glaciálny reliéf na severných svahoch. Južné svahy sú zväčša uhladené periglaciálnymi procesmi. Prítomné sú úsypy, kemenné moria, polygonálne pôdy a thufury (Michal a Barto, 2012).

Hladkomodelovaný povrch majú aj vrcholové oblasti Starohorských vrchov a V. Fatry. Pre jadrové pohoria je typické paleozické kryštalinické jadro tatrikum (kryštalicke bridlice, migmatity, granitoidy atď.) a obalové mezozoické sedimentárne sekvencie hronikum a fatrikum (vrstevnaté ílovité vápence, tmavé vápence, brekcie, dolomity a i.). Jadrovým pohorím je taktiež Trábeč. Jeho súčasťou sú prevažne mezozoické obalové súvrstvia, v centre hercýnske granitoidné a metamorfované horniny.



**Obr. 18** Severovýchodný pohľad z Čierťaže (1 102 m n.m.) vo Veporských vrchoch na členitý terén stredného Slovenska. V popredí časť stredohorskej rovne Sihlianskej planiny, napravo Klenovský Vepor, od ktorého naľavo vystupuje Muránska planina, za ňou Kráľovohoľské Tatry a v pozadí Vysoké Tatry (Kvak, 2011).

Od JZ k SV sa stredom N. Tatier cez sedlo Čertovica (1 238 m n.m.) tiahne významný geologický zlom čertovická línia, oddeľujúca pásmo jadrových pohorí a veporské pásmo. K veporskému pásmu okrem Veporských vrchov, Stolických vrchov, Muránskej planiny a Revúckej vrchoviny, patrí taktiež východná polovica N. Tatier (Kráľovohoľské Tatry). Fundament územia západnej polovice Slovenského rudohoria tak budujú dve geologicko-tektonické pásma, veporské a gemerské, ktoré navzájom oddeľuje margeciansko-lubenická línia. Gemerská pásmo alebo gemerikum je od JV nasunuté na veporikum a zaberá V časť Revúckej vrchoviny a Slovenský kras. Na týchto pásmach sa sekundárne nachádzajú tri významné príkrovy, silicikum, turnaikum a meliatikum. Na geologickej stavbe veporské pásma sa okrem veporika podieľajú tektonické jednotky hronika a silicika (Spišsko-gemerský kras). Značnú časť veporika budujú granity, biotitické tonality, granodiority, miestami porfýrické, ipeľského či sihlanskeho typu, s upresneným vekom 300 mil. rokov ide o vekovo najlepšie definovaný typ granodioritu v Západných Karpatoch. Na severozápade a juhovýchode sú plošne rozšírené staropaleozoické kryštallické bridlice, o ktorých pôvode sa dodnes vedú diskusie s pripúšťaným proterozoickým vekom (Hók et al., 2001).

Pre Slovenské rudohorie je príznačný vyzdvihnutý zarovnaný povrch, stredohorská roveň, ktorá sa zachovala po dávnej penneplenizácii. Geologické predispozície a poloha v rámci Slovenska, ktorá zahŕňa niekoľko typických endogénnych a exogénnych činiteľov vplývajúcich na modelovanie reliéfu zapríčinili to, že v kryštaliku veporika nemožno nájsť výrazné skalné tvrdoše. Výnimkou je Klenovský Vepor (1 338,2 m n.m.) v centrálnej časti Veporských vrchov, ktorý je ukázkovým príkladom inverzie georeliéfu.

Ide o pozostatok lávového prúdu Poľany, tvorený pyroxenickým andezitom s výraznou doskovitou odlučnosťou (Bezák et al., 1999). Povrch v rozmedzí 800 až takmer 1 500 m n.m. je tak väčšinou zarovnaný s úvalinami a mladými dolinami vodných tokov, v ktorých sa vyskytujú malé náplavové kužele. Vertikálna členitosť hornatín nárazovo stúpa výlučne v okrajových častiach všetkých pohorí Slovenského rudohoria od 400 m n.m., s výnimkou Revúckej vrchoviny. V podcelkoch Fabova hoľa a Stolica dosahuje výšková členitosť vysočinový podhôľny charakter. Horskou rovňou (horská planina) rozumieme typ zarovnaného georeliéfu, ktorý vystupuje minimálne niekoľko stoviek metrov nad svoje okolie (viď obr. 18 a 19). Po okrajoch je reliéf tvorený strmými svahmi, zatiaľ čo vrcholové časti sú viac-menej málo rozrušené s nižšími hodnotami výškovej členitosti. V kraji sú príkladom rozsiahlejšie stredohorské rovne Sihlianska planina (Veporské vrchy), Muránska planina (Spišsko-gemerský kras) a Koniarska planina (Slovenský kras) alebo menšie ako napríklad okolie Zlatej studne (1 265 m n.m.) a Veľetúra (1 254 m n.m.) v Kremnických vrchoch (Michal a Barto, 2012).

Gemerikum pozostáva zo staropaleozoického podložia a mladopaleozoických obalových sekvencií. Podložie tvorí súbor sedimentárnych hornín s efuzívnymi kyslími vulkanitmi a mramorom (príkrov Bôrky). Výnimky geologických pomerov veporského a gemerského pásma sú podcelky Muránska planina, Jelšavský kras, Koniarska planina a Železnické predhorie v Revúckej vrchovine, tvorené príkrovovými telesami silicika, meliatika a turnaika. Komplexy andezitových a ryolitových pyroklastík Železnického predhoria sú radené k juhoslovenským vulkanitom. Meliatikum vystupuje v podobe reliktov spod príkrovov turnaika a silicika. Ide o zmes triasových karbonátov a vulkanitov, ktorá sú uložené v tmavých až čiernych bridliciach s vrstvami rádiolaritov jurského veku. Turnaikum, ktoré vychádza spod silicika, je tvorené metamorfovanými súvrstvami a hlbokovodnejšími karbonátovými fáciami (Bezák a kol., 1999).



**Obr. 19** Juhozápadný pohľad z Muránskeho hradu na príkre (do 45°) vápencové svahy dolín Hrdzavého a Dolinského potoka so zarovnaným reliéfom vrcholovej časti Muránskej planiny (Kvak, 2012).

Štruktúrne najvyššou tektonickou jednotkou alpínskej príkrovovej stavby Vnútrotných Západných Karpát je silicikum, ktoré vystupuje ako plocho uložený príkrov v území Slovenského krasu a Muránskej planiny. Z prevažnej časti ho budujú stredotriasové a vrchnotriasové vápence plytkovodného charakteru s častým výskytom fosílnych zvyškov. Pre oblasti karbonátových príkrovov je typický krasový reliéf, ktorý sa významne odlišuje od zvyšku Slovenského rudohoria. Bohatý je výskyt súborov podzemných a povrchových javov a foriem v horninách rozpustných vo vode, vznikajúcich pôsobením povrchových a podzemných vôd. Najrozšírenejšími tvarmi povrchového krasu sú škrapy, krasové jamy, krasové doliny, priepasti, krasové planiny (Koniarska planina v Slovenskom krase) a podpovrchového jaskyne, príklad Ochtinská aragonitová jaskyňa v Revúckej vrchovine (Hók et al., 2001).

Najrozsiahléjšie geologické pásmo v Banskobystrickom kraji tvoria neovulkanity, ktorých obsahom sú sopečné horniny (andezit, bazalt, ryolit, dacit, tuf, tufit) vyskytujúce sa v pestrých formách spolu s farebnými a drahými kovmi. Na styku Kremnických vrchov a Žiarskej kotliny ležia významné ložiská limnokvarcitu, usadenej terciérnej jazernej horniny. Georeliéf je podobný zvyšku hornatín, no v okrajových oblastiach dosahuje menšiu členitosť. Typickým znakom je planačno-rázsochový reliéf. Veľké je zastúpenie zaujímavých morfoskulptúr. K neogénnym vulkanitom patria pohoria Pohronský Inovec, Vtáčnik, Štiavnické vrchy, Kremnické vrchy, Javorie, Ostrôžky, Poľana, Krupinská planina a produktom najmladšieho až kvartérneho vulkanizmu je Cerová vrchovina. Povrchové celky stúpajú od 300 po 1 400 m n.m. a nadobúdajú obrysy pôvodných vulkanických telies, ktoré boli silne rozrušené eróziou (VKÚ, 2003a).

Najlepšie zachovaný tvar stratovulkánu má najvyššie sopečné pohorie Poľana, ktorá je tvorená erozívnu kalderou s priemerom šesť kilometrov, hlavným chrbtom kruhovitého tvaru o dĺžke vyše dvadsať kilometrov a vysočinovým reliéfom. Najväčším pohorím sú Štiavnické vrchy tvorené štiavnickým stratovulkánom. Bežným črtom vo vulkanitoch je stupňovitý reliéf, kde sa podľa odolnosti hornín striedajú strmšie sklony (lávové prúdy) a miernejšie svahy (pyroklastiká) s výskytom tvrdošov vypreparovaných vulkanických komínov (Soví vrch v Cerovej vrchovine), lakolitových telies, zvyškami lávových prúdov (Jastrabská skala v Kremnických vrchoch) a pokryvov, skalných stien (Jánošíkova skala v Poľane), ryolitových brál (Szaboova skala v Štiavnických vrchoch), kamenných morí (Starohutské v Javorí). Zvyškom úpätnej sopečnej tabule je Krupinská planina na južnom podhorí stratovulkánu Javorie (Hók et al., 2001).

### 3.3 Pôdy

Určujúcimi faktormi pôdotvorného procesu sú geologické podložie, klíma, voda, živé organizmy a človek. Nepriamou podmienkou procesov je aj reliéf, od ktorého do istej miery závisia všetky pôdotvorné faktory. Na základe ich premenlivosti pokrýva Banskobystrický kraj široká paleta recentných (holocénnych) pôd, ktoré sa vyznačujú vertikálnou zonálnosťou a regionálnou azonálnosťou.

Zo zrnitostného hľadiska, ktoré nadväzuje na pôdotvorné substráty (andezit, kryštallické bridlice, náplavoch riek a pod.), je väčšina pôd Slovenského stredohoria, Juhoslovenskej kotliny, Cerovej vrchoviny a Fatransko-tatranskej oblasti, stredne ťažkých (piesčito-hlinité a hlinité). V Slovenskom rudohorí a najvyšších polohách N. Tatier majú zásadné zastúpenie ľahké pôdy (piesčité a hlinito-piesčité), ktoré miestami prechádzajú do kamenitých pôd. Geologické podloženie tvorené prevažne granitoidmi s častým výskytom kremenného skeletu a klimatické podmienky predurčujú hlavne veporskému pásmu výskyt ľahkých pôd, ktoré sú druhé najhrubozrnnejšie a najľahšie po pôdach rozšírených na Záhorí. Voda v týchto pôdach rýchlo infiltruje, skôr sa vysušujú a sú náchylnejšie na prehrievanie a ochladzovanie. Ťažké pôdy ílovito-hlinité a ílovité (obr. 20) sa sústreďujú do oblastí jemnejších náplavov vodných tokov pod vplyvom podzemnej vody v dolinách a kotlinách (Miklós, 2002).

Dná kotlín pozdĺž riek na aluviálnych sedimentoch zaberajú heterogénne úrodné fluvizeme, ktoré sú v Juhoslovenskej a Zvolenskej kotline značne oglejené, komplexne v sprievode glejov. V ich okolí sa vyskytujú bezskeletnaté hlboké kyslé pseudogleje typické, prípadne luvizemné. Dominantným druhom môžu byť samotné luvizeme ako je tomu najmä vo Zvolenskej pahorkatine, Sebechlebskej pahorkatine a Cerovej vrchovine. Ostrovčeky úrodných hnedozemí sa vyskytujú v suchších a teplejších oblastiach Juhoslovenskej kotliny a Cerovej vrchoviny na sprašiach, sprašových hlinách a terciérnych sedimentoch obklopené plochami pararendzín. Od nadmorskej výšky 300 až 400 m n.m. vystupujú v podhorských oblastiach až po stredovysočiny najrozšírenejšie pôdy, svahovité a skeletnaté kambizeme (Michal a Barto, 2012).



**Obr. 20** Ťažká fluvizem glejová na brehu potoka Smolná vo Veporských vrchoch (Kvak, 2012).

V Slovenskom stredohorí v okrajových nízkych vysočinách prevládajú kambizeme nasýtené, smerom do centier pohorí kambizeme kyslé až veľmi kyslé. V okolí Sitna, Vysokého Vtáčnika, hlavného chrbta Kremnických vrchov a Poľany sú rozšírené výrazne čierne andozeme. V Slovenskom rudohorí na zvetralinách hornín kryštalinika sú rozšírené väčšinou kambizeme kyslé, ktoré od približne 900 m n.m. prechádzajú v prevahu dystrických pôd. Pre podcelky Fabova hoľa, Stolica a N. Tatry sú charakteristické horské pôdy podzoly, modálne ako aj kambizemné. Vrcholové Ďumbierske Tatry tvoria silno skeletnaté až balvanovité a bez hospodárskeho významu vyvíjajúce sa pôdy litozeme a rankre (Linkeš et al. 1999).

V Muránskej planine, Bystrickom podolí, Bystrickej vrchovine, V. Fatre a Slovenskom krase sú najrozšírenejším pôdnym typom rendziny, kambizeme rendzinové, v Slovenskom krase rendziny modálne (kultizemné, litozemné a rubifikované), prípadne pôdy patriace do skupiny terra calcis. K azonálnym hydromorfným pôdam patrí organozem, ktorú vďaka vplyvu povrchovej a podzemnej vody nájdeme pod Klenovským Veprom vo Veporských vrchoch (VÚPOP, 2013).

### 3.4 Vodstvo

Zrážková voda dopadajúca na územie Banskobystrického kraja z atmosféry, sa povrchových odtokom dostáva do Čierneho mora. Výhradne čiernomorské úmorie pozostáva z troch hlavných povodí najväčších riek. Centrálnu, Z a S časť kraja odvodňuje Hron. Južné svahy Slovenského stredohoria, juhozápad Slovenského rudohoria, západná polovica Juhoslovenskej kotliny a Cerovej vrchoviny spadá do povodia Ipľa. Zvyšok východnej polovice kraja s výnimkou Veporských vrchov, Nízkych Tatier a severnej časti Muránskej planiny, patrí k povodiu rieky Slaná. Veľmi malým úsekom povodia zasahuje v Tríbeči a Pohronskom Inovci do kraja rieka Nitra s prítokmi Žitavi, Žitavice, Hostianskeho potoka a Cerovej. Na krajnom SV, v Spišsko-gemerskom krase a N. Tatrách odteká voda za sedlom Besník (994 m n.m.) povodím Hornádu, konkrétne tokmi Zbojnický potok, Hnilec a Spišský potok.

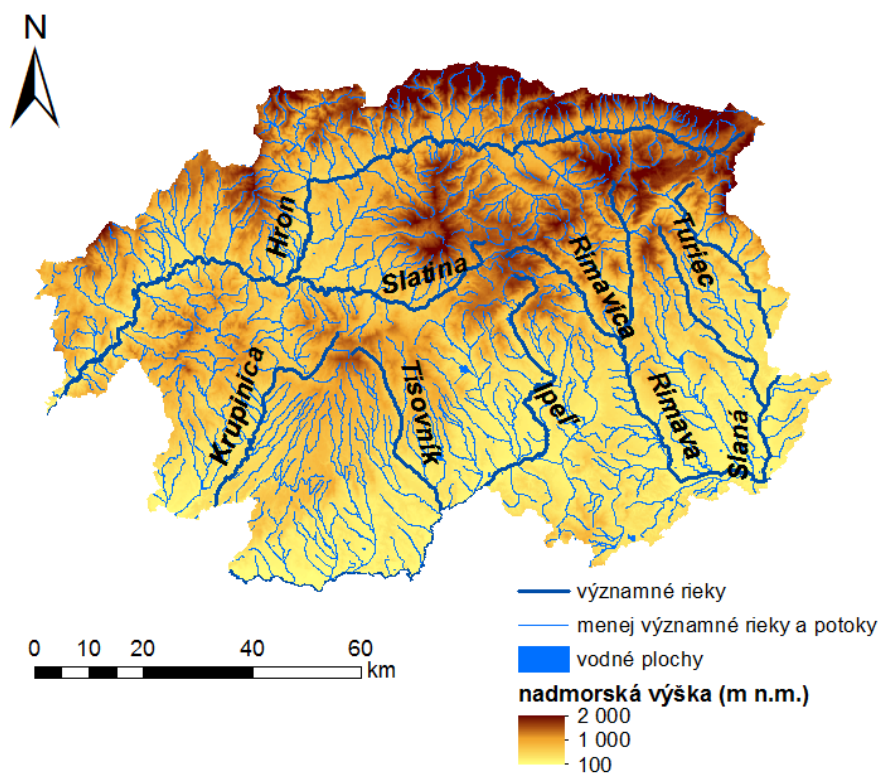
V tejto lokalite začína hranica medzi dvoma hlavnými povodiami úmoria Čierneho mora na Slovensku, dunajským a tiským (hlavné slovenské rozvodie). Rozvodnica prekračuje od západu sedlo Besník pod Kráľovou hoľou (1 946 m n.m.), kde sa prudko stáča na J až JZ. Prechodom cez Muránsku planinu mieri JZ smerom do Veporských vrchov. V podcelku Sihlianska planina naberá J až JV smer a popri toku Ipľa prekračuje hranice Stolických vrchov a Revúckej vrchoviny. Tu vo V časti podcelku Cinobanské predhorie opúšťa Slovenské Rudohorie mierne klesajúc do Juhoslovenskej kotliny. Od S prechádza Oždianskou pahorkatinou, za ktorou stúpa do Cerovej vrchoviny až k maďarským hraniciam na vrch Medvedia výšina (659 m n.m.) (Miklós, 2002).

Mladé vodné toky a ich doliny vytvárajú prevažne perovitú riečnu sieť s výnimkou Slanej, pre ktorú je typická vejárovitá sieť (obr. 21). Hlavným prítokom Hrona, najdlhšej a najvodnatejšej rieky v kraji, je zľava vo Zvolenskej kotline Slatina, ktorá pramení vo



Veporských vrchoch na Vrchslatine (930 m n.m.). Do Slatiny sa krátko pred sútokom s Hronom vlieva zľava Neresnica prameniaca v závere Pliešovskej kotliny. Hron pramení pod sedlom Besník a Kráľovou hoľou v závere Heľpianskeho podolia vo výške 960 m n.m. Z pramennej oblasti tečie na západ Horehronským podolím do Zvolenskej kotliny, prielomom medzi Kremnickými a Štiavnickými vrchmi, cez Žiarsku kotlinu a kraj opúšťa Slovenskou bránou na rozmedzí Štiavnických vrchov, Pohronského Inovca a Podunajskej pahorkatiny. Ďalšími významnými ľavostrannými prítokmi Hrona sú Rohozná (prameň vo Veporských vrchoch), Čierny Hron (Veporské vrchy), Jasenica (Štiavnické vrchy), Richňava (Štiavnické vrchy) a pravostrannými Bystranka (N. Tatry), Bystrica (V. Fatra), Lutilský potok (Vtáčnik) a Kľak (Vtáčnik).

Riekou s najmenším spádom toku (940 m) od prameňa k cezhraničnému prechodu je Ipel'. Druhá najdlhšia rieka v kraji pramení vo Veporských vrchoch pod Čierťažou vo výške 1 030 m n.m (VKÚ, 2003b). Od prameňa prudko klesá do Ipel'skej brázdy, z kade pokračuje Málinskou brázdou do Lučeneckej kotliny. Neďaleko Cerovej vrchoviny začína tvoriť hranicu s Maďarskom, pozdĺž ktorej tečie na juhozápad Ipel'skou kotlinou, kde aj opúšťa kraj. Dôležitými pravostrannými prítokmi Ipľa sú Krivánsky potok (Veporské vrchy), Tisovník (Javorie), Krtíš (Krupinská planina) a krátko za hranicami kraja aj štvrtá najdlhšia rieka Krupinica, ktorá pramení v Javorí. Hlavným ľavostranným prítokom Ipľa je v Juhoslovenskej kotline Suchá (Revúcka vrchovina), keďže prítoky Dobroda a Lókos-patak, pramenia a vlievajú sa do Ipľa na maďarskej strane rieky (Miklós, 2002).



**Obr. 21** Riečna sieť Banskobystrického kraja.

Slaná, ktorá tvorí povodie na východe kraja, pramení mimo územia severne od Stolice v Stolických vrchoch v závere Slanskej doliny vo výške 1 280 m n.m. Zo Slovenského rudohoria klesá do Rožňavskej kotliny, z ktorej kaňonovitou dolinou cez Slovenský kras tečie do Rimavskej kotliny a na jej juhu odteká zo Slovenska. Prítokmi Slanej, ktoré pramenia v Slovenskom rudohorí sú napr. Dobšinský potok, Súľovský potok, Rožňavský potok, Čremošná, Štítnik, Muráň a Turiec. Pravostranným a zároveň najvýznamnejším prítok je Rimava, ktorá je treťou najdlhšou riekou v kraji. Do Rimavy sa na okraji Rimavského podolia vlieva Rimavica prameniaca na Sihlianskej planine. Do Rimavy neďaleko lanej taktiež vteká pomerne dlhý Blh (Stolické vrchy).

Zdrojmi vodnosti riek sú atmosférické zrážky a podzemná voda. Z celkového množstva zrážok najviac vody odtečie v najvyšších pohoriach (v N. Tatrách 70 % a viac) a najmenej v Juhoslovenskej kotline (menej ako 30 %). Rieky v kraji patria prevažne do stredohorskej hydrogeografickej oblasti so snehovo-dažďovým typom režimu odtoku. Prevláda nadpriemerná vodnosť riek počas marca až mája a podpriemerná v januári alebo februári. Síce Ipeľ a Slaná pretekajú cez obidve hydrogeografické oblasti je pre ne príznačnejšia vrchovino-nížinná oblasť s dažďovo-snehovým režimom odtoku. Najvyšší prietok dosahujú v marci alebo apríli a najnižší v auguste či začiatkom jesene (Michal a Barto, 2012).



**Obr. 22** Vybřežený potok Smolná vo Veporských vrchoch po konvektívnej búrke (Kvak, 2013).

Jediným doteraz známym jazierkom v Banskobystrickom kraji je Žakýlske pleso v Štiavnických vrchoch. Jedná sa o ojedinelé vulkanické pleso v nadmorskej výške 715 m n.m., ktoré je ako prírodná pamiatka chránené najvyšším piatym stupňom ochrany. Väčší význam vo vzťahu výmeny vody medzi povrchom a atmosférou majú plošne rozsiahlejšie umelé vodné nádrže. Od ich presnej pozície v rámci orografie závisí



lokálna teplota zemského povrchu, intenzita vzdušných prúdov, výpar a množstvo dostupnej vlhkosti pre tvorbu oblačnosti. Do hydrologického cyklu sa zapájajú taktiež prostredníctvom podzemného odtoku a reguláciou odtoku povrchového.

Vodné nádrže, ktoré slúžia ako zásobárne pitnej vody boli vybudované na horných tokoch riek: Málinec na Ipli (plocha nádrže 1,4 km<sup>2</sup>), Klenovec na Rimave (0,7 km<sup>2</sup>) a Hriňová na Slatine (0,5 km<sup>2</sup>). Na energetické využitie, úžitkovú vodu či rekreáciu slúžia najväčšie nádrže: Ružiná (1,7 km<sup>2</sup>) na západe Revúckej vrchoviny, najteplejšia nádrž na Slovensku Teplý vrch (1 km<sup>2</sup>) na severe Juhoslovenskej kotliny, Ľuboreč na severozápade Juhoslovenskej kotliny (0,7 km<sup>2</sup>). V Štiavnických vrchoch sa nachádza početná sústava menších vodných diel, ktorá dnes obsahuje dvadsaťtri vodných plôch z pôvodných päťdesiatich nádrží (tajchov) (Michal a Barto, 2012).

Najbohatšími územiami na podzemnú vodu sú krasové oblasti, pre ktoré sú špecifické výdatné pramene v lokálnych vyvierackách s maximálnou výdatnosťou nad 1 000 l.s<sup>-1</sup> (napr. vyvieracka pod Muránskym hradom 1 714 l.s<sup>-1</sup>). V kryštalických horninách sú najpriaznivejšie podmienky v granitoidných horninách s dobrou puklinovou priepustnosťou. Granitoidné horniny majú nízku priepustnosť a tak je tu prítomné množstvo puklinových a sutinovo-puklinových prameňov s výdatnosťou prevažne okolo 0,1 l.s<sup>-1</sup>, výnimočne nad 0,5 l.s<sup>-1</sup>, kedy sa jedná o zlomové oblasti. Pramene môžu však dosiahnuť výdatnosť až 5 l.s<sup>-1</sup>. V kryštalických bridliciach je výdatnosť prameňov nízka (0,1-0,2 l.s<sup>-1</sup>, lokálne do 2 l.s<sup>-1</sup>). Vo vulkanických horninách, najmä andezitoch, môžu pramene v poruchových zónach dosiahnuť výdatnosť až niekoľko desiatok l.s<sup>-1</sup>. Obeh podzemných vôd sa sústreďuje prevažne na zónu podpovrchového rozvoľnenia hornín a zvetrávania. Najchladnejším prameňom na Slovensku je Ladienka v Štiavnických vrchoch s celoročnou teplotou 4 °C. V blízkosti zlomových systémov vystupuje na povrch veľké množstvo minerálnych prameňov. Najznámejšie sú v Štiavnických vrchoch, Juhoslovenskej kotline, Zvolenskej kotline a v Horehronskom podolí (Bezák et al., 1999).

### 3.5 Klíma

Banskobystrický kraj zaberá v klimageografickom ponímaní nevelké územie. Kľúčovým klimatotvorným činiteľom pri diferenciácii klímy je nadmorská výška, nepriamo aj členitosť reliéfu, pôdna a vegetačná pokrývka.

Slovensko je vnútrozemský štát mierneho podnebného pásma, ktorý leží mimo pobrežnej oblasti a nachádza sa tak na rozmedzí vplyvu oceánskych a kontinentálnych vzduchových hmôt v prechodnej klimatickej zóne. Napriek malej rozlohe kraja, intenzitu prejavov oceánskej klímy od západu a kontinentálnej od východu nemožno úplne zanedbať. S nadhľadom povedané, vzduchové hmoty sponad Severného Atlantiku prinášajú počas celého roka vlahu, v zime oteplenie a v lete ochladenie. Naopak vzduchové hmoty s fyzikálnymi vlastnosťami nadobudnutými nad kontinentom sú suchšie, v zime chladnejšie a v lete teplejšie ako oceánsky vzduch.

Mieru vplyvu pevniny na klímu možno vyjadriť prostredníctvom indexov termickej kontinentality (napr. Gorczyńskiego, Chromov, Zenkerov index). Ich výpočet v rámci kraja je bezpredmetný a porovnávanie medzi viacerými výškovými stupňami nadobúda nereálne hodnoty. So stúpajúcou nadmorskou výškou od Juhoslovenskej kotliny po N. Tatry totiž pribúdajú znaky oceánskeho charakteru klímy. Dĺžkový rozdiel 2° je pri ročnom chode počasia takmer nepostrehnuteľný. Hodnoty ročnej teplotnej amplitúdy sú v lokalitách na západe a na východe v porovnateľných prírodných podmienkach takmer identické a rozdiely dosahujú nanajvýš niekoľko desiatín °C (Petrovič, 1972).

Priemerná ročná teplota vzduchu klesá z 10 °C v Ipeľskej kotline cez 5 °C na Sihlianskej planine až po 0 °C vo vrcholových partiách N. Tatier. Najteplejším mesiacom je júl (Ipeľská kotlina 20 °C, Sihlianska planina 15 °C, N. Tatry 8 °C), vo vyšších horských polohách často august, zriedkavo jún. Najnižšiu priemernú mesačnú teplotu má január (Ipeľská kotlina-2 °C, Sihlianska planina-5 °C, N. Tatry-8 °C). Aj v tomto prípade sa môže vyskytnúť rok, kedy je chladnejší február, vzácné december. Priemerná teplota letného polroku (apríl až september) je so 17 °C najvyššia v Rimavskej kotline, na Sihlianskej planine má hodnotu 11 °C a v N. Tatrách 5 °C. Najteplejším dňom od začiatku meteorologických pozorovaní bol 20. júl 2007, kedy teplota vystúpila na JZ kraja v Podunajskej pahorkatine na 40 °C (Sihlianska planina: Lom nad Rimavicou 31,1 °C, N. Tatry: Chopok 22,2 °C). Absolútne minimum bolo zaznamenané 11. februára 1929 vo Víglaši-Pstruši, -41,0 °C (Michal a Barto, 2012).

Keďže západná časť kraja leží v ceste vlhkosnému zonálnemu prúdeniu počas celého roka ako prvá, vzduchové hmoty postupujúce na V sú o vlhkosť čiastočne ochudobnené. Najmarkantnejšie sú rozdiely v zrážkovom tieni Slovenského stredohoria a Fatransko-tatranskej oblasti. Zatiaľ čo Vtáčnik a Kremnické vrchy majú ročný úhrn zrážok až do 1 300 mm a N. Tatry do 1 800 mm, Poľana len do 1 100 mm a juh Veporských vrchov do 900 mm. V lete sú zrážkové rozdiely minimálne a v posledných desaťročiach dokonca s vyššími úhrnmi na východe (miestami > 35 % ročného úhrnu) ako na západe (< 25 % ročného úhrnu).

Pri výskyte vlhkého JZ, J a JV prúdenia sa rozdiely v rozložení zrážok líšia nepatrne s prevahou vyšších úhrnov v Slovenskom rudohorí. V, SV a S situácie prinášajú zväčša suchý vzduch, no pri cyklonálnom počasí sa zrážková činnosť sústreďuje do severných Karpát. Stredne vysoko položené kotliny majú ročné zrážky do 700 mm a Juhoslovenská kotlina do 600 mm. V mesiacoch jún a júl spadne v polohách do 800 m n.m. 70 až 100 mm a vo vyšších polohách od 100 do 180 mm. Najsuchším mesiacom je zväčša január, kedy spadne od 30 mm v Rimavskej kotline, cez 40 až 70 mm v Slovenskom rudohorí až po 120 mm v N. Tatrách (Miklós, 2002).

Jednoduché absolútne maximá zrážok sú na zrážkomerných staniciach priestorovo rozmiestnené bez bližšej nadväznosti na horské oblasti alebo kotliny s hodnotami od 60 mm v Pôtorskej pahorkatine na západe Juhoslovenskej kotliny po vyše 100 mm v Breznickom podolí medzi Štiavnickými vrchmi a Pohronským Inovcom, v Cerovej vrchovine, Veporských vrchoch ako aj v N. Tatrách.



**Obr. 23** Pohľad zo Sihlianskej planiny na juhovýchod, kde na svahoch Stolických vrchov prebieha orograficky podmienený nárast viacerých konvektívnych búrkových jadier za sebou, jav v angličtine označovaný ako back building thunderstorm (Kvak, 2009).

Na základe teplotných charakteristík a Končekovho indexu zavlaženia je územie kraja rozdelené do troch klimatických oblastí a trinástich okrskov. Podľa klimatického delenia od Lapina et al. (2002), teplá klimatická oblasť T, pre ktorú je typický výskyt 50 a viac letných dní v roku, zaberá územie Juhoslovenskej, Žiarskej, Zvolenskej a Pliešovskej kotliny, Krupinskej planiny a podhoria Štiavnických vrchov do nadmorskej výšky približne 300 m n.m. Mierne teplú klimatickú oblasť M s počtom letných dní menším ako 50 a priemernou teplotou júla  $\geq 16^{\circ}\text{C}$  tvoria podhorské oblasti do 700 m n.m. a nižšia polovica Horehronského podolia. Zvyšné horské polohy  $> 700$  m n.m. tvoria chladnú klimatickú oblasť C s priemernou júlovou teplotou  $\leq 16^{\circ}\text{C}$ .

Veterné pomery v kraji sú závislé najmä na polohe, rozložení, výške a orientácii horských masívov vo vzťahu k svetovým stranám, smerovaniu osí chrbátic a geomorfológii kotlín v spojitosti s prevládajúcim prúdením. Prevládajúce smery prúdenia zvyčajne kopírujú doliny riek a horské chrbátnice v nadväznosti na okolité prekážky a členitosť reliéfu (napr. Telgárt má prevládajúci JZ,SV smer prúdenia; Chopok S,J; Brezno Z,V; Sliač S,SV; Žiar nad Hronom SZ,SV a Rimavská Sobota SZ,Z). V kotlinách a podoliach dosahuje priemerná rýchlosť vetra zhodne okolo  $2\text{ m.s}^{-1}$ , vo vyvýšených častiach do  $3\text{ m.s}^{-1}$  a na východe Horehronského podolia až  $4\text{ m.s}^{-1}$ . V horských oblastiach nad 800 m n.m. sa pohybuje okolo  $4\text{ m.s}^{-1}$ , v závetrí N. Tatier aj nad 1 100 m n.m. pod  $4\text{ m.s}^{-1}$ . V polohách nad 1 400 m n.m. stúpa na  $5\text{ m.s}^{-1}$ , na končiaroch Vtáčnika a Kremnických vrchov na  $6\text{ m.s}^{-1}$ , vo V. Fatre  $7\text{ m.s}^{-1}$ . Najveternejším miestom na Slovensku sú N. Tatry s priemernou ročnou rýchlosťou vetra  $8,1\text{ m.s}^{-1}$  na Chopku.

Horské prekážky v podobe vysokých pohorí v severnej a západnej časti kraja nemajú dopad len na prúdenie vzduchu, ale aj na distribúciu a dynamiku oblačnosti. Z rozloženia oblačnosti v priestore a čase vychádza taktiež variabilita zrážok a dĺžka trvania slnečného svitu. Západná polovica územia vykazuje dlhodobo kratšiu dĺžku trvania slnečného svitu a väčšiu priemernú ročnú oblačnosť oproti východnej polovici. Je tomu tak aj v prípade, keď porovnáme napríklad Žiarsku kotlinu a okolité podhoria nad inverzným územím kotliny (okolo 1 800 h priemernej sumy ročného trvania slnečného svitu) a polohy Slovenského rudohoria nad 1 000 m n.m (Lom nad Rimavicou 1 860 h). Silno inverzná Breznianska kotlina s častým výskytom hmiel má dĺžku slnečného svitu o 200 hodín kratšiu a N. Tatry ešte o ďalších vyše 100 h. Najslnečnejším miestom je krajný JZ s viac ako 1 900 hodinami slnečného svitu za rok. Hmly sú najtypickejším javom okrem horských oblastí pre Žiarsku, Zvolenskú kotlinu a Horehronské podolie, kde sa hmla vyskytuje 80 až 100 dní v roku (Miklós, 2002).

### 3.6 Rastlinstvo

Prirodzená vegetácia je úzko spätá so všetkými predchádzajúcimi fyzickogeografickými podmienkami, o ktoré sa opiera rozšírenie rastlinných druhov a ich dominancia v prostredí. Banskobystrický kraj je vďaka svojej polohe na rozmedzí západokarpatskej a panónskej flóry pomerne bohatý na zastúpenie cievnatých rastlín. Interakcia prírodných zložiek nespôsobuje čisto nadväznosť vegetačnej pokrývky na klímu, ale má aj opačný efekt, kedy sú vegetáciou ovplyvňované mikroklimatické, mezoklimatické a v konečnom dôsledku aj makroklimatické pomery. Ústredné pôsobenie vegetácie na klímu sa sústreďuje do vegetačného obdobia, respektíve letného polroka v čase najväčšej závislosti chodu atmosféry od charakteru zemského povrchu. Rastlinstvo svojou prítomnosťou ovplyvňuje albedo a termické vlastnosti zemského povrchu s následnou odozvou vzdušných prúdov. Vlhkostné pomery, vznik a stabilitu niektorých druhov oblačnosti má na svedomí jeho nezastupiteľná úloha v hydrologickom cykle krajiny. Napriek nepopierateľnému významu všetkých lesných etáží, najzásadnejší vplyv na atmosférické procesy má stromové poschodie vysokých drevín.

Lesy dnes pokrývajú z pôvodných takmer 100 % plochy, približnú polovicu územia kraja, predovšetkým v horských oblastiach, zatiaľ čo kotliny sú z veľkej časti odlesnené a urbanizované. Výnimkou sú bezprostredné okolia vodných tokov, menej úrodné pôdy a členitejší terén v dolinách pahorkatín (Ondrejka, 2004).

Na nivy vodných tokov sa viažu jaseňovo-jelšové a jelšové lužné lesy s jelšou lepkavou (*Alnus glutinosa*) s prímiesou vŕby krehkej (*Salix fragilis*), jaseňa štíhleho (*Fraxinus excelsior*) a hraba obyčajného (*Carpinus betulus*). Horské lesné plochy striedajú polia, lúky a pasienky, zvlášť v Krupinskej planine a Cerovej vrchovine (> 50 % územia). Najväčší súvislý lesný komplex sa nachádza v Slovenskom rudohorí (Veporské vrchy, Spišsko-gemerský kras, Stolické vrchy) a na Poľane (VKÚ, 2003a; 2003b; 2007; 2010). Rozsiahly les pokrýva taktiež N. Tatry, Revúcku vrchovinu,

Kremnické a Štiavnické vrchy. Pôvodná prirodzená vegetácia bola človekom výrazne redukovaná a vo väčšej miere nahradená, introdukovaná alebo medzidruhovo premiešaná medzi výškovými stupňami (obr. 24). Pralesy alebo lesy pralesovitého charakteru sa dodnes zachovali len ostrovčekovito rozmiestnené vo viacerých výškových stupňoch, najviac v Slovenskom rudohorí (Miklós, 2002).



**Obr. 24** Západný pohľad spod Tlstého javora (1 068 m n.m.) vo Veporských vrchoch na charakteristický obraz horskej vegetácie Slovenského rudohoria, v pozadí Poľana (Kvak, 2011).

Na okrajoch pohorí Tríbeč, Štiavnické vrchy, Revúcka vrchovina, Slovenský kras a Krupinská planina sú v dubovom výškovom stupni (približne do 550 m n.m.) dobre zachované duby a dubohrabové lesy so zastúpením duba letného (*Quercus robur*), duba zimného (*Quercus petraea*) a hrabu obyčajného. Od približne 550 do 1 250 m n.m. sa vyskytujú bučiny a jedľobučiny, reprezentujúc bukový stupeň s dominantným bukom lesným (*Fagus sylvatica*), ktorý zaberá najväčšiu plochu horských oblastí v kraji. Na južných svahoch N. Tatier a V. Fatry tieto lesy vystupujú aj o niečo vyššie. Najväčšie zmeny v priebehu času zaznamenal bukový stupeň, kde došlo k vysádzaniu rozsiahlych monokultúr smreka obyčajného (*Picea abies*) na úkor pôvodných drevín (Slovenské rudohorie, Horehronské podolie, N. Tatry, Kremnické vrchy). Na strmších svahoch a odľahlejších miestach sú zachované pôvodné bukovo-jedľové a jedľovo-smrekové lesy, v nižších a južných polohách sú dominantné bučiny. Jedľa biela (*Abies alba*) dnes rastie vo vlhkejších vnútrohorských oblastiach (Miklós, 2002).

Od bukového stupňa až po hornú hranicu lesa siaha smrekový stupeň, ktorý pokrývajú čisté smrekové lesy, nižšie zmiešané s jedľou. Sekundárnu sukcesiu na okraji lesov tvorí breza (*Betula sp.*), topoľ osikový (*Populus tremula*), borovica lesná (*Pinus sylvestris*), vrbá rakytová (*Salix caprea*) a svetelné stráne smrekových lesov vyplňa jarabina vtáčia (*Sorbus aucuparia*). Ľudia v niektorých oblastiach vysadili liesku

obyčajnú (*Corylus avellana*) a lúky sú posiate borievkou obyčajnou (*Juniperus communis*) a ružou šíповou (*Rosa canina*). Nad hornou hranicou lesa, ktorá leží v N. Tatrách priemerne v 1 400 až 1 500 m n.m. a vo V. Fatre aj pod 1 300 m n.m. sa nachádza kosodrevinový stupeň s porastom kosodreviny-borovice horskej (*Pinus mugo*) a nižšie aj prímiesou zakrpatených stromov. Alpínska bylinná vegetácia rastie v najvyšších partiách N. Tatier od približne 1 700 m n.m.

K azonálnym lesným spoločenstvám okrem lužných lesov patria lipovo-javorové sutinové lesy. Rozšírené sú v Muránskej planine, N. Tatrách, Kremnických a Štiavnických vrchoch. Rastie tu javor mliečny, horský a poľný (*Acer platanoides*, *Ac. pseudoplatanus*, *A. campestre*), lipa malolistá a veľkolistá (*Tilia cordata* a *T. platyphylla*) a jaseň štíhly. Za zmienku stojí najväčší prirodzený výskyt tisa obyčajného (*Taxus baccata*) v Európe v lokalite Harmanecká tisina vo V. Fatre. Významné sú porasty tisa neďaleko Šalkovej v Slovenskom rudohorí (Michal a Barto, 2012).

Špecifické abiotické podmienky vytvárajú životné prostredie pre reliktné a endemické rastliny v horských oblastiach. Najvýznamnejšími sú paleoendemit lykovec muránsky (*Daphne arbuscula*) rastúci na Muránskej planine, endemity mach ochyrea tatranská (*Ochyraea tatrensis*), dryádka osemľupienková (*Dryas octopetala*) a večernica slovenská (*Hesperis slovacica*) rastúca v N. Tatrách, cyklámen fatranský (*Cyclamen fatrense*) rastúci vo V. Fatre a N. Tatrách, lomikameň trváci rastúci (*Saxifraga wahlenbergii*) v N. Tatrách, V. Fatre a Muránskej planine (Miklós, 2002).

### 3.7 Živočíšstvo

Živočíšstvo existenčne závisí od rastlinstva a preto vďaka rozmanitému prostrediu žije v Banskobystrickom kraji veľa zástupcov lesných a nelesných formácií. Nájdeme tu lesné, vysokohorské a vodné živočíšstvo, a taktiež živočíšstvo kultúrnej stepi a ľudských obydľí. Miesta výskytu jednotlivých spoločenstiev nie sú izolované a v krajine sa navzájom prekrývajú.

Najpočetnejšie je živočíšstvo lesných spoločenstiev. V listnatých lesoch žije z cicavcov napríklad diviak lesný (*Sus scrofa*) a plch sivý (*Glis glis*), z vtákov haja tmavá (*Milvus migrans*) a drozd čierny (*Turdus merula*), z plazov užovka stromová (*Elaphe longissima*) a obojživelník mlok bodkovaný (*Triturus vulgaris*). V ihličnatých lesoch žijú veľké šelmy medveď hnedý (*Ursus arctos*), vlk dravý (*Canis lupus*) a rys ostrovid (*Lynx lynx*). Z vtáctva je to krivonos smrekový (*Loxia curvirostra*) a tetrov hlucháň (*Tetrao urogallus*), plazy zastupuje vretenica severná (*Vipera berus*) a obojživelníky mlok horský (*Triturus alpestris*). Rozšírenými cicavcami v lesoch jeleň lesný (*Cervus elaphus*) alebo líška hrdzavá (*Vulpes vulpes*). Nad hornou hranicou lesa v N. Tatrách žije kamzík vrchovský (*Rupicapra rupicapra*), svišť vrchovský (*Marmota marmota*) a hraboš snežný (*Chionomys nivalis*), z vtákov vzácny kulík vrchovský (*Eudromias morinellus*), vrchárka červenkastá (*Prunella collaris*) a v kosodrevine hniezdi stehlík čečetavý (*Carduelis flammea*) (Michal a Barto, 2012).





**Obr. 25** Srnec lesný (*Capreolus capreolus*) počas zimnej pastvy (Kvak, 2010).

Horské potoky obýva napríklad pstruh potočný (*Salmo trutta fario*), hlaváč pásoplutvý (*Cottus poescilopus*) a rak riečny (*Astacus astacus*). Bohatý jaskynný systém rudohorských a nízkotatranských krasov je útočiskom veľkého počtu druhov jediných lietajúcich cicavcov, netopierov (*Chiroptera*), a ich veľkých populácií. Nočnému životu holduje z netopierov večernica malá (*Pipistrellus pipistrellus*) alebo podkovár veľký (*Rhinolophus ferrumequinum*). Vo veľkých skupinách sem v teplej časti roka prilietavá bocian biely (*Ciconia ciconia*) a lastovička obyčajná (*Hirundo rustica*), v okolí vody sa zdržuje volavka popolavá (*Ardea cinerea*) a kaňa močiarna (*Circus aeruginosus*). Zo synantropných druhov okrem lastovičky a hospodárskych zvierat spomenieme ježa tmavého (*Erinaceus europaeus*) a vranu čiernu (*Corvus corone*). Otvorené priestranstvá sú domovom jarabice poľnej (*Perdix perdix*), zajaca poľného (*Lepus europaeus*) a ropuchy zelenej (*Bufo viridis*) (Michal a Barto, 2012).

Z článkonožcov je častý výskyt mravca hôrneho (*Formica rufa*) a motýľa jasoňa červenookého (*Parnassius apollo*). Z monotopických bezstavovcov žije v jaskynnom systéme Aggteleckého krasu a Slovenského krasu drobný do hneď sfarbený chrobák *Duvalius hungaricus* ako stenoendemický druh (Mlejnek, 1997).

Včela medonosná (*Apis mellifera*) je významným opeľovačom a preto je jej prítomnosť v prírode veľmi potrebná. Krajina kraja je rozmanitá jednak výškovou členitosťou a reliéfom celkovo, ako aj pomerom lesov a otvorených plôch, čo zabezpečuje vysokú diverzitu rastlín na tomto území. Kotliny, v ktorých sa pestujú hlavne poľnohospodárske plodiny, ako napríklad repka olejná (*Brassica napus*) alebo slnečnica ročná (*Helianthus annuus*), sú na jar a v jeseni pre včely veľmi významným zdrojom nektáru. Biodiverzita sa týka aj výskytu liečivých rastlín, ktoré sú prameňom odolnosti včelstiev a produkcie medu s vyšším obsahom antibakteriálnych aminokyselín. Včely z lesov znášajú do svojich včelstiev medovicu, ktorú produkuje hmyz. Medovica patrí medzi vyhľadávaný med predovšetkým z dôvodu, že neobsahuje takmer žiadne peľové zrná. Na okraji kotlín, podhorí a v stredných horských polohách je pozorovaná vyššia produkcia propolisu (Mikuš pers. comm., 2017).

## 4. METODIKA SPRACOVANIA ÚDAJOV A POSTUP PRÁCE

### 4.1 Oblasť výskumu a morfometrické analýzy

Za oblasť výskumu bola nezvykle zvolená administratívna jednotka Banskobystrický samosprávny kraj (obr. 14). Dôvodom je skutočnosť, že vyšší územný celok Banská Bystrica do značnej miery kopíruje prírodné bariéry a jeho hranice predstavujú adekvátne vymedzenie oblasti na základe geomorfologických, hydrologických a klimatických faktorov (kap. 3). Ďalším dôvodom pre výber oblasti bola lokalizácia našej zrážkomernej stanice v katastrálnom území vidieckej obce Látky v okrese Detva (48° 33' s.z.š. a 19° 36' v.z.d.) a osobné znalosti prírody stredoslovenského regiónu.

Morfometrické analýzy georeliéfu boli vytvárané v mapovom softvéri ArcMap 10.3, patriacom do sústavy geografických informačných systémov ArcGIS od spoločnosti ESRI. Analýzy neprebiehali výlučne v rámci kraja, ale v jeho blízkom okolí bola ohraničená štvorcová zóna približne 130 x 160 km potrebná pre presnejšie analýzy v pohraničných oblastiach. Pre kraj bol spojením slovenského a maďarského výškopisu vytvorený rastrový digitálny model reliéfu s horizontálnym rozlíšením 50 m (viď obr. 26 a 27). Podľa potreby bolo rozlíšenie následne prevádzané do rastrov menších mierok, nakoľko práca s DMR vo vysokom rozlíšení pri hodnotení niektorých morfometrických veličín vo vzťahu k priestorovej distribúcii zrážok je bezpredmetná (Daly et al., 1994).

Keďže DMR nesie informáciu o priemernej nadmorskej výške vo štvorcovej sieti 50 x 50 m, práve výška nad hladinou mora bola prvým analyzovaným parametrom. Zatiaľ čo pre zrážkomerné stanice v sieti SHMÚ sme zachovali reálnu manuálne nameranú výšku, 9 427 radarovým pixlom pokrývajúcich Banskobystrický kraj s krokom 1 km bola pridelená nadmorská výška z DMR 1 x 1 km. Podľa vlastného uváženia o šírke intervalov bolo vytvorených šesť kategórií úrovní nadmorských výšok (tab. 1), ktoré boli prisúdené radarovým pixlom.

**Tab. 1** Kategórie nadmorských výšok v Banskobystrickom kraji podľa subjektívne zvolenej šírky intervalov.

Úrovně nadmorských výšok (m n.m.)	Zastúpenie kategórie (%)
100-300	28,3
300-500	27,1
500-800	28,6
800-1 100	12,2
1 100-1 500	3,2
> 1 500	0,6

Prevýšenie georeliéfu v území bolo vyjadrené relatívnou výškovou členitosťou, vychádzajúc pritom z DMR 50 x 50 m. Produkt relatívnej výškovej členitosti sa môže



docieľiť viacerými geometrickými prístupmi, pričom Medzinárodná geomorfologická únia odporúča počítat výškové amplitúdy pre štvorcové územie s dĺžkou strany 4 km (Křížek et al., 2016). My sme využili postup slovenských autorov Mazúra a Mazúrovej (1965) a relatívna výšková členitosť bola počítaná pre kruhové územie s plochou 3,1 km<sup>2</sup> (tab. 2). Využitý bol polomer 1 km na rozdiel od 2 km, nakoľko tento prístup rozlohu vyšších typov reliéfu značne nadhodnocoval. V štatistike boli kategórie zlúčené do štyroch tried podľa amplitúdy reliéfu (0-100 m; 101-180 m; 181-310 m; > 311 m).

**Tab. 2** Amplitúda a typy reliéfu na Slovensku a ich zastúpenie v Banskobystrickom kraji. Upravené podľa (zdroj: Mazúr a Mazúrová, 1965).

Relatívna výšková členitosť (m)	Typ reliéfu	Zastúpenie kategórie (%)
0-30	rovina	1,5
31-100	pahorkatina	18,3
101-180	nižšia vrchovina	22,4
181-310	vyššia vrchovina	33,4
311-470	nižšia hornatina	19,7
471-640	vyššia hornatina	4,2
641 a viac	veľhornatina	0,5

Zo základného DMR bol vypočítaný raster sklonitosti svahov, z ktorého sme izolovali svahy so sklonom nižším ako 2° pre ďalšie použitie (tab. 3). Rovnako ako pri nadmorskej výške, radarovým pixlom bola pridelená informácia o sklonitosti podľa kilometrového DMR, ktorých svahy sa zmestili do prvých štyroch Demkových (1987) kategórií. Tento prístup kategorizácie pre malé rozlíšenie je viac-menej neprimeraný, ale uspokojivý pre naše analýzy. Svahy so sklonom > 50 ° nie sú v kraji zastúpené.

**Tab. 3** Klasifikačná škála svahov podľa Demka (1987) a zastúpenie v Banskobystrickom kraji.

Sklon svahov (°)	Kategórie svahov	Zastúpenie kategórie (%)
0-2	rovinné plochy	11,7
2-5	mierne sklonené plochy	17,3
5-15	značne sklonené plochy	47,6
15-25	príkro sklonené plochy	21
25-35	veľmi príkro sklonené plochy	2,4
35-55	zrážy	< 1

Pre všetky kategórie plôch okrem rovín (sklon < 2°) s krokom 50 m bol vypočítaný azimut orientácie svahov k štyrom základným svetovým stranám. Za reprezentatívnu priestorovú vzorku orientácie svahov v prípade vplyvu na zrážkovú oblačnosť bolo vizuálne zvolené rozlíšenie 2 x 2 km, ktoré sme použili aj na všeobecnú kategorizáciu územia v tab. 4 a následné triedenie radarových pixlov do príslušných tried.

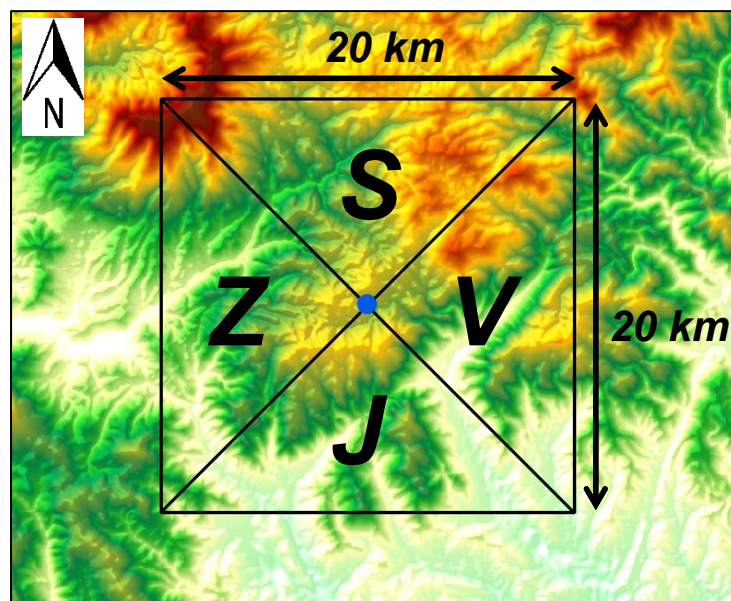
**Tab. 4** Orientácia svahov so sklonom nad 2° podľa štyroch základných svetových strán a ich zastúpenie v Banskobystrickom kraji.

Orientácia svahov	Azimut svahov (°)	Zastúpenie kategórie (%)
východná	45-135	22,5
južná	135-225	40,7
západná	225-315	20,6
severná	315-45	16,2

Keďže sme 24-h úhrny zo zrážkomerov brali ako reálne prízemné zrážky, údaje sú použité vo vzťahu k blízkej orografii stanice. Pre každú zo 103 staníc (obr. 27) bola vytvorená okolitá zóna 20 x 20 km so stredom v bode stanice a rozdelená do štyroch kvadrantov podľa svetových strán (obr. 26). V literatúre sa možno stretnúť s odlišným geometrickým vymedzením okolia staníc. Weisse a Bois (2000) uvažujú plochu 16 x 16 km a Bankanza (2011) len 10 x 10 km. Opis orografie kvadrantu s rozlohou 25-64 km<sup>2</sup> sa nám javil ako nereprezentatívny, preto sme zvolili plochu 100 km<sup>2</sup>. Pre každý kvadrant boli vypočítané morfometrické charakteristiky z 50 m DMR (tab. 5).

**Tab. 5** Spracované charakteristiky georeliéfu jednotlivo pre radarové pixle a zrážkomerné stanice.

Radarové pixle	
charakteristika	skratka
nadmorská výška v bode pixla	H_PIX
kategória nadmorskej výšky	H_PIX_cat
sklonitosť svahov v bode pixla	S_PIX
kategória sklonitosti svahov	S_PIX_cat
orientácia svahov v bode pixla	A_PIX
kategória orientácie svahov	A_PIX_cat
relatívna výška v bode pixla	R_PIX
kategória relatívnej výšky	R_PIX_cat
Zrážkomerné stanice	
charakteristika	skratka
nadmorská výška v mieste stanice	H_STA
priemerná nadmorská výška proti smeru prúdenia	H_mean
maximálna nadmorská výška proti smeru prúdenia	H_max
minimálna nadmorská výška proti smeru prúdenia	H_min
relatívna výška proti smeru prúdenia	H_rel
rozdiel nadmorskej výšky na stanici a proti smeru prúdenia	H_diff
priemerná sklonitosť svahov proti smeru prúdenia	S_mean
stredná orientácia svahov proti smeru prúdenia	A_med



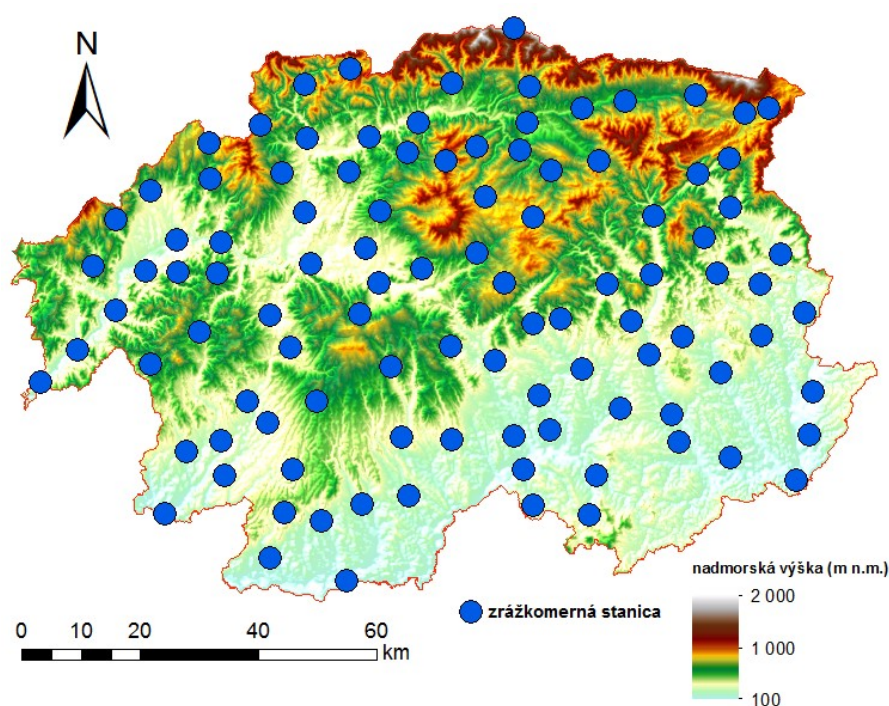
**Obr. 26** Vymedzenie okolia stanice Látka-Nový Svet so štvorcovým pôdorysom o rozlohe 400 km<sup>2</sup> pri rozdelení do štyroch kvadrantov podľa svetových strán.

## 4.2 Zrážkové udalosti

Z dôvodu vývoja technologických možností radarových meraní na Slovensku a prevádzky zrážkomerných staníc sme obdobie výskumu stanovili na roky 2005 až 2015. Naším účelom bolo štúdium plošne najvýznamnejších konvektívnych zrážkových udalostí za 24-hodín (08:00-08:00 SELČ), čím sme vzhľadom k ich ročnému chodu vymedzili mesiace máj až september za potenciálnu dobu najväčšej intenzity konvektívnych zrážok. Zámerom bolo vybrať dva plošne najzrážkovejšie dni pre každý zo štyroch základných smerov prúdenia vzduchu a teda prevládajúceho pohybu konvektívnych búrok. Na území kraja bolo v sieti SHMÚ v rokoch 2005-2015 prevádzkovaných 137 manuálnych zrážkomerov, ktorých údaje o 24-h úhrne zrážok nám poskytlo regionálne stredisko SHMÚ v Banskej Bystrici. Subjektívnou selekciou bol zoznam zrážkomerov redukovaný o vzájomne blízke stanice, ktoré mali chýbajúce merania alebo reprezentovali krajinu v menšej miere ako ponechaná stanica.

Denné úhrny zo všetkých staníc boli sčítané do jednotného súčtu a usporiadané podľa veľkosti sumárnej plošnej zrážky v Banskobystrickom kraji. Zároveň, zrážkovým dňom bola pridelená informácia o predpokladanom pohybe zrážkovej oblačnosti podľa sondážnych meraní z aerologickej stanice Poprad-Gánovce. Využitý bol údaj o priemernom smere vetra vo vrstve 0-6 km v 12:00 UTC, ktorý podľa Vasqueza (2009) najpriateľnejšie reprezentuje prevládajúci ťah konvektívnej búrkovej oblačnosti (obr. 32). Smer vetra bol po výbere udalostí vizuálne overený vo viacerých vrstvách troposféry vďaka sondážnym meraniam z okolitých krajín (Budapešť, Viedeň a Prostějov) a NCEP/NCAR, a GFS analýzám. Každopádne, po overení s časovou postupnosťou radarových meraní bol výsledok takmer bezchybný.

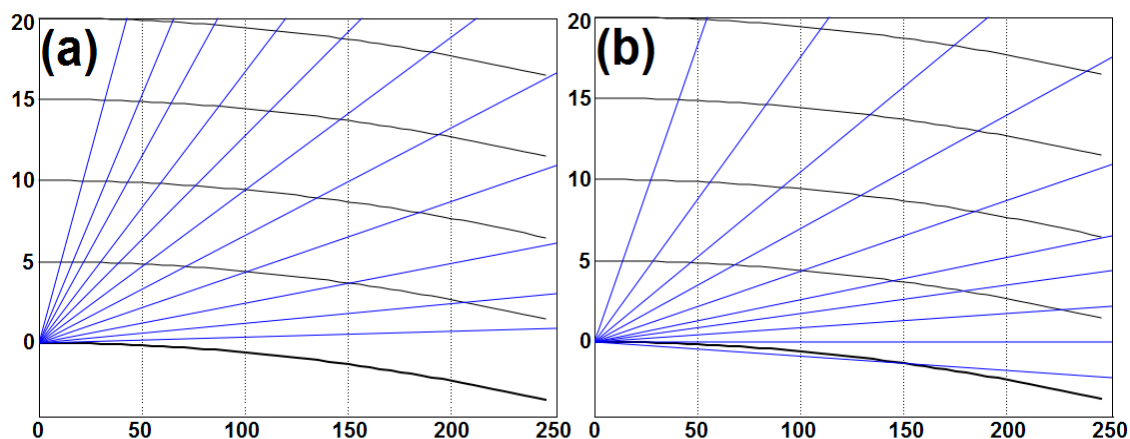
Zo zrážkových udalostí sme vybrali dva dni s najvyššou hodnotou pre každý kvadrant (J-južný, Z-západný, V-východný a S-severný), pričom prítomnosť zrážok konvektívneho búrkového charakteru bola overená vďaka archívnym údajom projektu Blitzortung.org a SYNOP správam z meteorologických staníc. Identifikovaných bolo osem významných termínov (začiatok merania v danom dni) s konvektívnymi zrážkami: 19. 07. 2011 (J); 25. 06. 2013 (J); 20. 07. 2008 (Z); 29. 06. 2014 (Z); 23. 06. 2009 (V); 03. 06. 2010 (V); 30. 06. 2011 (S) a 25. 06. 2008 (S). Pre 25. jún 2008 neboli radarové informácie dostupné a musel tak byť nahradený termínom 17. 05. 2014 (S). Po kompletizácii termínov sme zrážkomernú stanicu Detvianska Huta vyradili a doplnili údaje zo zrážkomera na stanici Látky-Nový Svet, len jeden kilometer vzdialeného. Sumárny zoznam použitých staníc zahrňoval 103 manuálnych zrážkomerov (obr. 27).



**Obr. 27** Mapa Banskobystrického kraja s polohou použitých 103 zrážkomerných staníc.

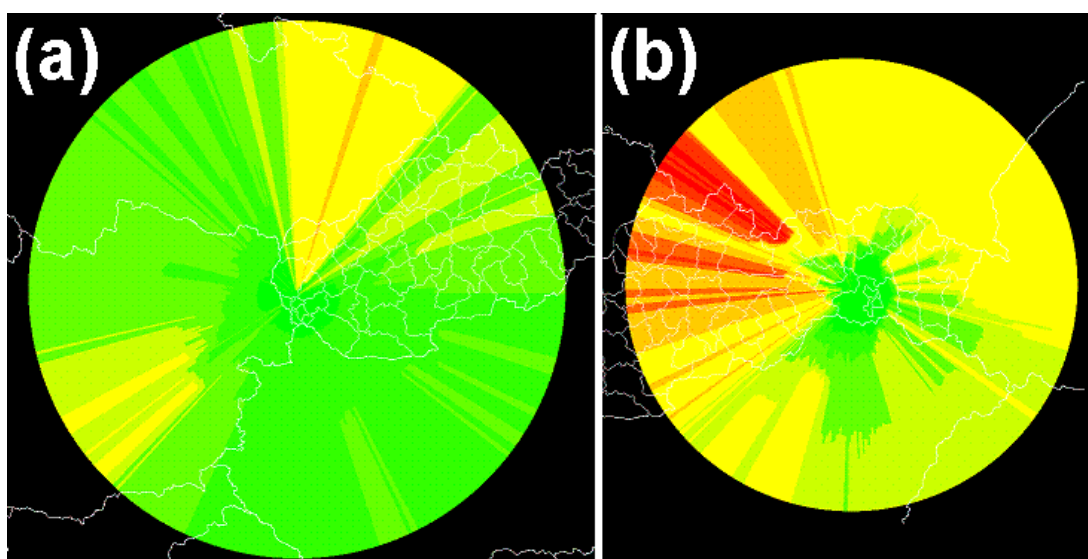
### 4.3 Radarové informácie

V rokoch 2005 až 2015 boli na Slovensku v prevádzke dva staršie dopplerovské meteorologické rádiolokátory pracujúce v C-pásme s vlnovou dĺžkou  $\lambda=5$  cm. Jeden bol umiestnený 4 km severne od bratislavskej Rači v Malých Karpatoch na Malom Javorníku (584 m n.m.) a druhý 20 km severozápadne od Košíc vo Volovských vrchoch na Kojšovskej holi (1 260 m n.m.). Objemové merania boli do roku 2010 vykonávané každých 15 min (MJ) a 7,5 min (KH), po júli 2010 merania prebiehali na oboch radaroch s pravidelnosťou 5 min. Rozsah meraní pokrýval okolie radarov s rádiusom 240 km na 11 eleváciách pre MJ a 200 km na 10 eleváciách pre KH (obr. 28 a 29).



**Obr. 28** Relatívna výška (vertikálna os) priebehu lúčov v závislosti na vzdialenosti od radaru (horizontálna os) pre Malý Javorník (a) a Kojšovskú hoľu (b). Upravené podľa (zdroj: SHMÚ).

Radar KH meral v tom čase na nasledovných desiatich elevačných stupňoch: -0,5; 0,0; 0,5; 1,0; 1,5; 2,5; 4,0; 6,0; 10,0 a 20,0, zatiaľ čo radar MJ meral od roku 2011 na elevačných stupňoch 0,2; 0,7; 1,4; 2,5; 3,8; 5,4; 7,3; 9,5; 13,0; 17,0 a 25,0. Do roku 2011 bola na MJ najnižšia elevácia na úrovni 0,4° a nahor posunuté boli aj niektoré vyššie elevácie. V dôsledku krivosti zemského povrchu výška radarových lúčov vysielaných anténou vo vzdialenosti 200 km siaha niekoľko kilometrov nad pôvodné snímacie hladiny v blízkosti radaru (obr. 28). Radarová informácia nad krajom je na dvoch najnižších eleváciách radaru KH do značnej miery orograficky tienená, zatiaľ čo radarové lúče z MJ majú smerom na východ voľnú atmosféru (obr. 29). Kapitoly venované problematike využitia radarovej technológie pri detekcii zrážok v horskom prostredí sú ku príkladu obsahom prác (Meischner, 2004) a (Chow et al., 2013), zatiaľ čo jej terénne využitie vo výskume horských konvektívnych búrok publikovali Knupp a Cotton (1982), Hannesen et al. (2000) alebo Houze a Medina (2005).



**Obr. 29** Orografické blokovanie radarových lúčov najnižšej elevácie pre radar Malý Javorník (a) a Kojšovská hoľa (b). Intenzita tienenia je vyjadrená farbou ako zelená (bez tienenia), žltá (50 % tienenie lúča, červená (100 % tienenie lúča) (zdroj: SHMÚ).

Základnou veličinou meranou radarmi je rádiolokačná odrazivosť, ktorá popisuje spätný rozptyl vlnenia odrazeného od všetkých objektov v objeme impulzu. V našom prípade bola rozhodujúca detekcia hydrometeorov a teda zrážkovej oblačnosti. Jedným z užívateľských produktov vychádzajúcich z odrazivosti je odhad intenzity zrážok v radarovom pixli (1 x 1 km). Územie pokrýva 9 427 radarových pixlov. Pri odhade zrážok bol využitý užívateľský produkt CAPPI (constant altitude plan position indicator) v 2 km n.m., ktorý sa získaval interpoláciou pôvodných objemových údajov zo susedných hladín.

Radarová informácia z dvoch radarov bola zlúčená a v prípade veľkej vzdialenosti od radaru a polohy najnižšieho lúču nad výškou 2 km, bola využitá hodnota z najnižšej dostupnej snímacej hladiny. K zisku hodnovernej informácie o radarovom odhade zrážok je potrebné diery v odrazivosti a chýbajúce detekčné hladiny extrapolovať z najbližších dostupných hodnôt. Tento postup môže viesť k znehodnoteniu zrážkovej informácie, preto si vyžaduje značnú pozornosť. Výhodou detekcie mohutnej konvektívnej oblačnosti je prístupnosť analýzy vertikálne rozsiahleho profilu zrážkovej oblačnosti, ktorá nízkej a orograficky viac ovplyvniteľnej oblačnosti chýba.

Pre overenie spoľahlivosti odhadnutých zrážok pomocou odrazivosti v CAPPI 2 km sme testovali ďalší užívateľský produkt, a to pole maximálnej odrazivosti vo vertikálnom stĺpci CMAX. Porovnanie využiteľnosti viacerých radarových produktov pri odhade zrážok možno nájsť v (e.g. Zacharov et al., 2004). Pri vizuálnej analýze štruktúry jednotlivých konvektívnych ciel počas zrážkových udalostí bol využitý taktiež produkt VIL [ $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$ ], ktorý značí vertikálne integrovaný obsah kvapalnej vody vo vrstve 20 km, vychádzajúc pritom z Marshal-Palmerovho rozdelenia veľkosti kvapiek.

Rádiolokačná odrazivosť je závislá na rozdelení veľkosti kvapiek v radarovom objeme. Vzťah medzi rádiolokačnou odrazivosťou  $Z$  a intenzitou zrážok  $I_R$  je odvodený z MP rozdelenia veľkosti kvapiek, z ktorého vyplýva Marshal-Palmerov vzťah:

$$Z_e = aI_R^b, \quad (4.1)$$

kde  $Z_e$  je vyjadrené v  $\text{mm}^6\cdot\text{m}^{-3}$ ,  $I_R$  v  $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$  a  $a$  i  $b$  sú bezrozmerné empiricky určené koeficienty. V Európe sú operatívne používané hodnoty  $a = 200$  a  $b = 1,6$  odvodené pre zrážky z vrstevnatej oblačnosti. Hodnoty koeficientov pre konvektívne zrážky neboli využité, nakoľko miera chyby používania jediného vzťahu je zanedbateľná oproti ďalším potenciálnym nepresnostiam odhadu zrážok (Řezáčová et al., 2007).

**Tab. 6** Závislosť intenzity zrážok  $I_R$  na rádiolokačnej odrazivosti  $Z_e$  podľa vzťahu (4.1) (Řezáčová et al., 2007).

$I_R [\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}]$	0,1	1	10	100
$Z_e [\text{mm}^6\cdot\text{m}^{-3}]$	5	200	7 950	316 000
$10\log Z_e [\text{dBZ}]$	7	23	39	55

## 4.4 Kombinácia zrážkomerných a radarových údajov

Z dôvodu veľkého množstva potenciálnych chýb, radarové odhady zrážok možno použiť bez ďalších korekcií len veľmi obmedzene (Sokol a Řezáčová, 2001). Porovnaniu nameraných konvektívnych zrážok a ich radarovým odhadom sa v Česku venovali napríklad Sokol a Řezáčová (2006), ktorí v troch študovaných prípadoch zistili podcenenie reálnych zrážok radarom o 9, 22 a 58 %. Odhad denných plošných zrážok s korekciou radarového zrážkového poľa údajmi z pozemných zrážkomerov môže využívať viacero prístupov zlučovania, ktoré zakaždým dospejú k lepším výsledkom ako za použitia len jedného zdroja údajov (Sokol et al., 2003). Adjustácií radarov a pozemných zrážkomerov sa venuje rada autorov (e.g. Gabella a Amitain, 2000; Sokol et al., 2003; Sinclair a Pegram, 2005; Haberlandt, 2007; Berndt et al., 2014).

V našom prípade bola využitá lineárna kombinácia interpolovaných zrážkomerných údajov s adjustovaným radarovým odhadom pomocou prvej generácie modelu INCA (Integrated Nowcasting through Comprehensive Analysis), systémom operatívne používaným v SHMÚ. Aktuálne fungujúca najnovšia verzia INCA 3 nebola použitá z dôvodu potreby viacerých vstupných údajov z distančných meraní, ktoré neboli v celom období 2005 až 2015 archivované. INCA pracuje v troch základných krokoch:

### 1) Interpolácia staničných údajov

Pri tvorbe zrážkovej mapy založenej na meraniach pozemných zrážkomerov bolo využitých 35 AWS-automatických meteorologických staníc, 68 APS-automatických zrážkomerných staníc a 200 AHS-automatických hydrologických staníc (SHMÚ), ktorých namerané 1-minútové hodnoty zrážkových úhrnov boli sčítané do 15-minútových súm. Z dôvodu chybovosti meraní, nevstupovali do výpočtov všetky stanice v každom termíne, ale stanice s extrémnymi hodnotami boli vyradené. Bodové hodnoty zrážok boli následne interpolované do zrážkového poľa  $P_{STAT}(i,j)$  s priestorovým rozlíšením 1 km, pričom váha merania klesá zo vzdialenosťou od zrážkomernej stanice:

$$P_{STAT}(i,j) = \frac{\sum_k \frac{P_k}{r_{ijk}^n}}{\sum_k \frac{1}{r_{ijk}^n}}, \quad (4.2)$$

kde

$$r_{ijk} = \sqrt{(x_k - x_i)^2 + (y_k - y_j)^2} \quad (4.3)$$

je vzdialenosť medzi stanicou  $k$  a gridovým bodom  $(i,j)$ ,  $P_k$  sú zrážky na stanici s polohou  $k$ . V SHMÚ je operatívne používaný exponent  $n=2$  napriek preukázateľným lepším výsledkom vyšších hodnôt  $n$  pri izolovanej konvekcií (Haiden et al., 2009). Tvorba lokálnych extrémnych ostro ohraničených úhrnov (bull's-eyes) je redukovaná započítaním len ôsmich najbližších staníc pre každý gridový bod.



## 2) Adjustácia radarových údajov

Objemové radarové merania s frekvenciou opakovania 5 min boli prenesené do odhadu intenzity zrážok, zložené do 15-minútových súm a bilineárne interpolované do jednotného gridu  $P_{RADAR}(i,j)$ . Vzhľadom k systematickým chybám vyplývajúcim z dosahu radaru, je potrebné  $P_{RADAR}(i,j)$  klimatologicky škálovať do presného modelu pomocou tzv. škálovacieho faktora. Ten sa počíta pre každý mesiac v mieste stanice k ako pomer medzi mesačným staničným úhrnom a odhadnutými zrážkami radarom.

Výsledné pole je priestorovo uhladené kĺzavým priemerom s 10 km rozlíšením, kedy je operatívne použitý 3-mesačný priemer faktora so stredom v aktuálnom mesiaci. V prípade zatienenia radarových lúčov sa využíva tzv. lokálny škálovací faktor, ktorý je obdobou klimatologického faktora využívajúc pomer mesačných interpolovaných staničných hodnôt a radarového odhadu pre jednotlivé zatienené gridové body. Výsledkom násobenia  $P_{RADAR}(i,j)$  a jedného z faktorov, ktorý nadobúda v aktuálnom mesiaci vyššiu hodnotu, je klimatologicky adjustované radarové pole  $P^*_{RADAR}(i,j)$ .

V ďalšom kroku je  $P^*_{RADAR}(i,j)$  preškálované porovnaním zrážok na stanici v požadovanom čase a radarových zrážok v bode stanice. Využitá je akurátna hodnota radarového pixla napasovaná na staničnú hodnotu, avšak do maximálnej vzdialenosti 4 km od stanice z dôvodu dynamiky hydrometeorov a prúdenia vzduchu (Haiden et al., 2009). Vážený priemer pomeru medzi staničnou hodnotou zrážok a radarových zrážok vzhľadom k najbližšej stanici, kde váha klesá s rastúcou vzdialenosťou, rastúcim rozdielom klimatologickej adjustácie a s klesajúcimi zrážkami na stanici (vzhľadom k zrážkam v gridovom bode) je výpočtom pre adjustované zrážkové pole  $P^{**}_{RADAR}(i,j)$ .

## 3) Kombinácia zrážkomerných a radarových údajov

Finálny krok pri reanalýze zrážkových udalostí zahrňoval kombináciu dvoch zrážkových polí  $P_{STAT}(i,j)$  a  $P^{**}_{RADAR}(i,j)$  do konečného poľa  $P_{INCA}(i,j)$  s rozlíšením 1 km, ktorý podáva presnejší obraz o priestorovej distribúcii zrážok. Kombinácia predstavuje vážený vzťah:

$$P_{INCA}(i,j) = P_{STAT}(i,j) + v[P^*_{RADAR}(i,j) - P^*_{RADSTAT}(i,j)], \quad (4.4)$$

kde váha  $v$  je daná ako:

$$v(i,j) = \begin{cases} 1 & RFC < RFC_0 \\ \exp\left[-\ln(2)\left(\frac{RFC - RFC_0}{RFC_H - RFC_0}\right)^2\right] & RFC \geq RFC_0 \end{cases}, \quad (4.5)$$

a pomocné pole  $P^*_{RADSTAT}(i,j)$  je vytvorené interpoláciou radarových hodnôt v mieste stanice do gridovej podoby. V mieste stanice sa  $P^*_{RADAR}(i,j) = P^*_{RADSTAT}(i,j)$ , takže  $v=0$  a staničné merania sú tu v rámci rozlíšenia rozhodujúce a duplikované. Medzi stanicami váha odhadu rastie s tým ako efektívne radar odhaduje dlhodobé zrážky ( $RFC$ -klimatologický škálovací faktor).  $RFC_0 = 3$  je prahovou hodnotou, nad ktorou váha radarového odhadu klesá a  $RFC_H = 5$  je hodnotou, kedy sa váha radaru zníži na polovicu.



## 4.5 Štatistická analýza priestorového vzťahu konvektívnych zrážok a orografie

Zrážkové udalosti sa vyznačujú odlišným vývojom a pohybom konvektívnej zrážkovej oblačnosti, čoho výsledkom je nerovnaká miera intenzity zrážkovej činnosti v čase aj priestore. Distribúcia množstva zrážok vypadávajúcich z konvektívnych ciel má vo väčšine prípadov bezvýhradne izolovanejší ráz ako pri stratiformných zrážkach. Veľké rozdiely intenzity zrážok sa prejavujú už v rámci niekoľkých kilometrov či dokonca stoviek metrov. Pri štúdiu rozľahlého územia nemusí byť každá lokalita (pohorie alebo kotlina) zasiahnutá jedným konvektívnym búrkovým systémom a preto nie je jednoduché vytipovať celkovú zrážkovú oblasť, ktorú by charakterizoval jeden typ poveternostnej situácie alebo časovo podobný prechod zrážkovej oblačnosti.

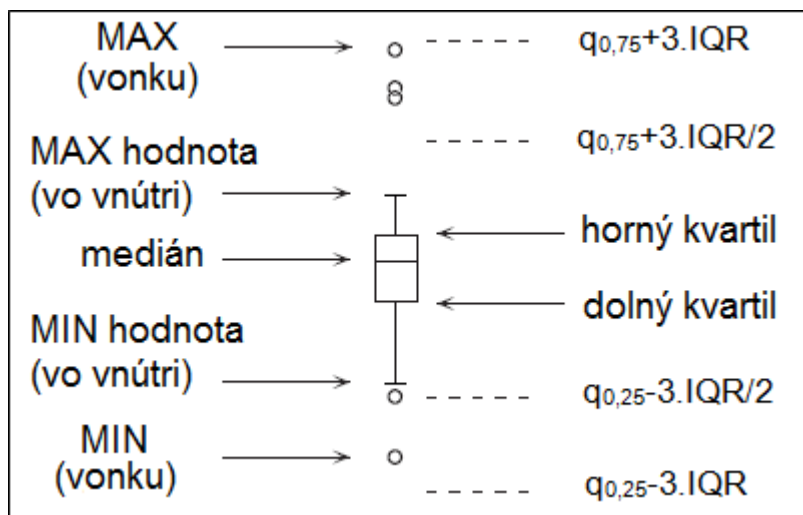
Napriek tomu je často nutné kvantitatívne oddeliť regióny s nižším úhrnom zrážok, ktoré neboli zasiahnuté dominantným zrážkovým poľom alebo konvektívnymi búrkovými celami. V našej práci sme takýto región na základe prahovej hodnoty (mm) museli vyčleniť v 5 z 8 prípadov (tab. 7). Prahové hodnoty boli stanovené ako desiaty percentil údajov z kombinovaného zrážkového poľa  $P_{INCA}(i,j)$ , ktorý do značnej miery reprezentoval hranicu medzi zrážkovo výrazne aktívnou oblasťou a regiónom s nižším podielom zrážkovej aktivity. Vymedzenie regiónov nezaraďených do štatistiky (mm < prahová hodnota) pre príslušný deň bolo kombinované s vizuálnym pozorovaním časového chodu radarovej odrazivosti. Prahová hodnota bola uplatnená pre zrážky v radarových pixloch ako aj na zrážkomerných staniciach.

**Tab. 7** Základné prahové hodnoty pre jednotlivé termíny, pod ktoré nebola počítaná štatistika závislosti zrážok na morfometrických charakteristikách.

Termín	Prahová hodnota (mm)
19. 07. 2011	10
24. 06. 2013	0
20. 07. 2008	10
29. 06. 2014	0
23. 06. 2009	5
03. 06. 2010	15
30. 06. 2011	5
17. 05. 2014	0

Mapové vyobrazenia distribúcie zrážok v Banskobystrickom kraji v bodoch radarových pixlov a zrážkomerných staníc boli zhotovené v mapovom softvéri ArcMap 10.3. Grafické znázornenia údajov a štatistické analýzy boli spracované tabuľkovým procesorom Microsoft Excel 2016 a štatistickým softvérom GraphPad Prism 7.

Štatistické metódy použité pre vyjadrenie vzťahu priestorového rozloženia zrážok a orografie sme aplikovali na morfometrické charakteristiky georeliéfu z tab. 5, pričom orientácia svahov bola kvantifikovaná ako uhlová vzdialenosť od príslušného smeru prúdenia v rozmedzí 0 až 180°. Množstvo zrážok v radarových pixloch v rámci kategórií sme vykreslili pomocou schematického box-and-whisker plot-u, teda „škatuľkovo-fúzového“ diagramu, ktorý lepšie popisuje polohu údajov v súbore ako základný škatuľkový diagram (Wilks, 2011) a legendu viď na obr. 30. Miera závislosti párov údajov bola znázornená pomocou scatter plot, bodového diagramu závislosti.



**Obr. 30** Rozdelenie údajov štatistického súboru v box-and-whisker plot, pričom  $q_{0,75}$  a  $q_{0,25}$  značia kvantily a obsah hodnôt vyšších ako 75 %, resp. 25 % údajov. IQR je medzikvartilová odchýlka vypočítaná ako  $q_{0,75} - q_{0,25}$ . Upravené podľa (zdroj: Wilks, 2011).

V štatistických súboroch sme na začiatok nepredpokladali lineárnu závislosť úhrnov atmosférických zrážok na morfometrických charakteristikách reliéfu a číselne sme ju vyjadrili cez odolnú a robustnú metódu Spearmanovho poradového korelačného koeficientu pre  $n$  dvojíc údajov podľa Wilksa (2011):

$$r_{rank} = 1 - \frac{6 \sum_{i=1}^n D_i^2}{n(n^2 - 1)}, \quad (4.6)$$

kde  $D_i$  je rozdiel poradia hodnôt medzi  $i$ -tým párom údajov. V prípade totožných hodnôt vo viacerých pároch sa hodnotám prisudzuje aritmetický priemer poradia. Pre všetky termíny sme zároveň určili fixnú prahovú hodnotu 30 mm (17. 05. 2014-15 mm), ktorá oddeľovala samostatný rad údajov popisujúci približne hornú polovicu intenzity zrážok. Pre údaje s polohou > 30 mm (resp. 15 mm) bol Spearmanov koeficient počítaný osobitne. Štatistická významnosť Spearmanovho koeficientu bola stanovená na hladine významnosti  $\alpha = 0,01$  (99 %-tná istota správneho rozhodnutia).

## 5. METEOROLOGICKÁ ANALÝZA ŠTUDOVANÝCH TERMÍNOV

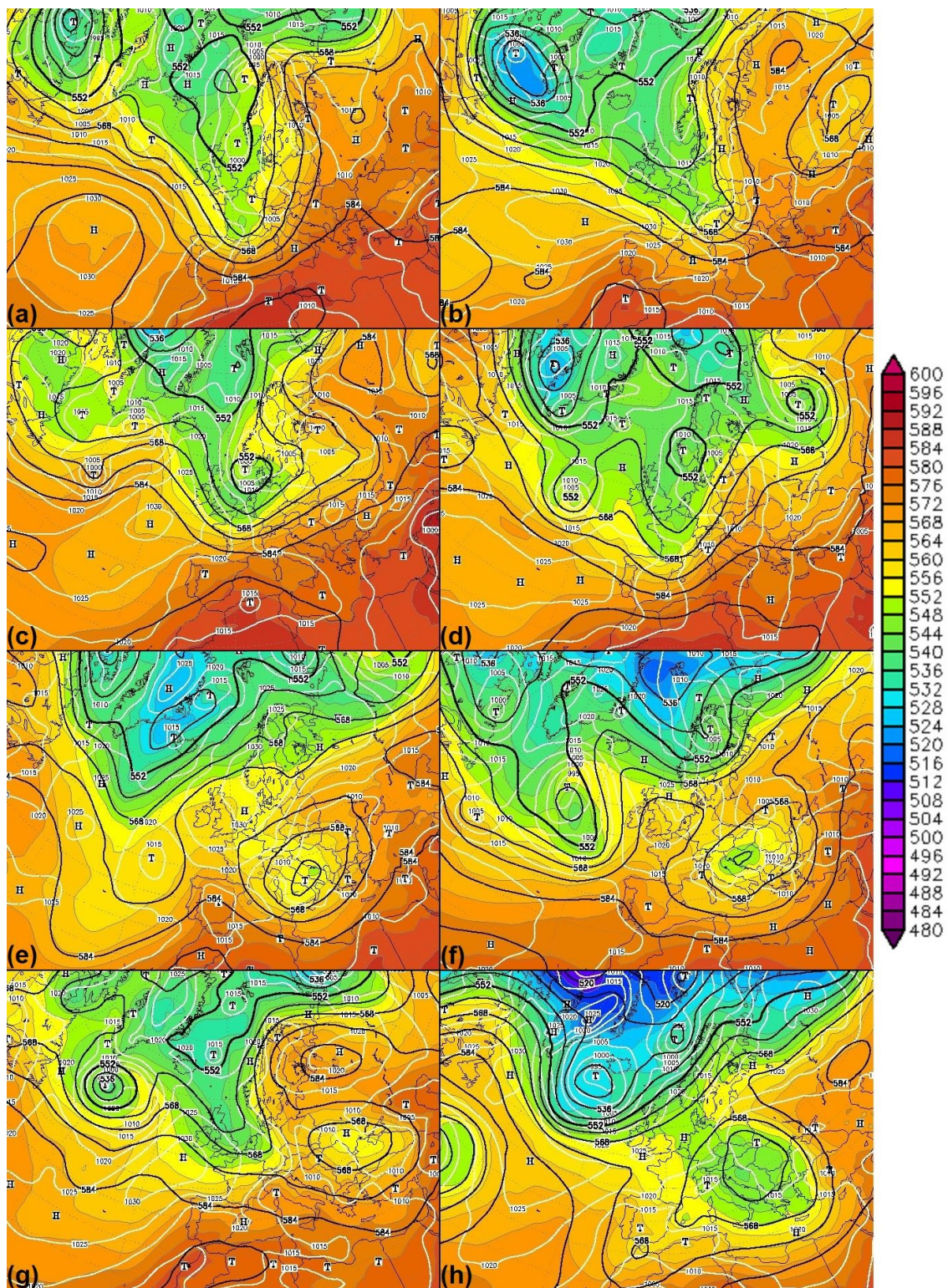
Zrážkové udalosti sú analyzované prostredníctvom synoptickej situácie nad strednou Európou, podmienok zvrstvenia atmosféry, zlúčených máp rádiolokačnej odrazivosti v CAPPI 2 km, produktu VIL a vývoju počasia v staničnej sieti SHMÚ. K popisu synoptických situácií je využitá GFS analýza máp prízemného tlakového poľa, výšky geopotenciálnej hladiny 500 hPa a relatívnej topografie 500-1000 hPa (obr. 31). Stabilita atmosféry je hodnotená na základe sondážnych meraní aerologickej stanice Poprad-Gánovce (obr. 32 a tab. 8). Zlúčené radarové mapy vo vybranom čase (UTC) s najväčšou plochou zrážkového poľa nad Banskobystrickým krajom sú obsahom obr. 33. Časti obr. 31 až 33 a-h obsiahnutých v kapitole zodpovedajú vždy rovnakému termínu. Termíny sú zoradené podľa smeru prúdenia vzduchu a pohybu konvektívne búrkovej nasledovne: juh, západ, východ a sever, pričom každému smeru odpovedajú práve dva termíny.

### 5.1 Termín 19. 07. 2011

Južná situácia: Sponad Nórskeho mora sa nad západnú Európu tiahne dlhovlnná brázda nízkeho tlaku prepadnutá až po pobrežie severnej Afriky. V nižších hladinách troposféry je s brázdou spojená rozsiahla plytká cyklonálna oblasť, v ktorej tle prúdi do Európy relatívne chladný morský vzduch od severu až severozápadu. Na čele chladnej vzduchovej hmoty sa na východ pozvoľna presúva zvlnený studený front, pričom v závetrí Álp dochádza k plytkej cyklogenéze s následným severovýchodným pohybom cyklóny. Na jej prednej strane sa v strednej Európe prechodne zvyrazňuje juhozápadná až južná advekcia teplého a vlhkého vzduchu zo Stredomoria (v 850 hPa do 20 °C). Vzduchová hmota sa v priebehu dňa výrazne labilizuje od Jadranského mora po Karpaty s hodnotami MLCAPE 500 až 2 000 J.kg<sup>-1</sup> (obr. 31a a 32a).

Od ranných hodín prevláda nad stredným Slovenskom oblačná obloha s výskytom lokálnych slabých prehánok pri maximálnych teplotách okolo 30 °C v kotlinách a 13 °C na vrchoch Nízkyh Tatier. V priebehu popoludnia sa pri slabom premenlivom vetre, na horách južnom do 10 m.s<sup>-1</sup> iniciujú prvé konvektívne búrky na JZ svahoch Slovenského stredohoria so SV postupom a viditeľným odklonom k V. Intenzívne konvektívne búrky (VIL cez 68 kg.m<sup>-2</sup>) a odrazivosťou nad 55 dBZ križujú horské oblasti, zatiaľ čo evidentne slabnú nad kotlinami a obchádzajú celú Juhoslovenskú kotlinu. Po 18:00 UTC prekračuje južné hranice rozsiahlejší MCS (obr. 33a) so zvyšujúcou sa odrazivosťou nad Karpatmi, avšak viditeľným zoslabnutím za Nízkymi Tatrami. Počas noci prechádzajú konvektívne búrky od JJZ k SSV celým územím až ho nadránom opúšťajú.

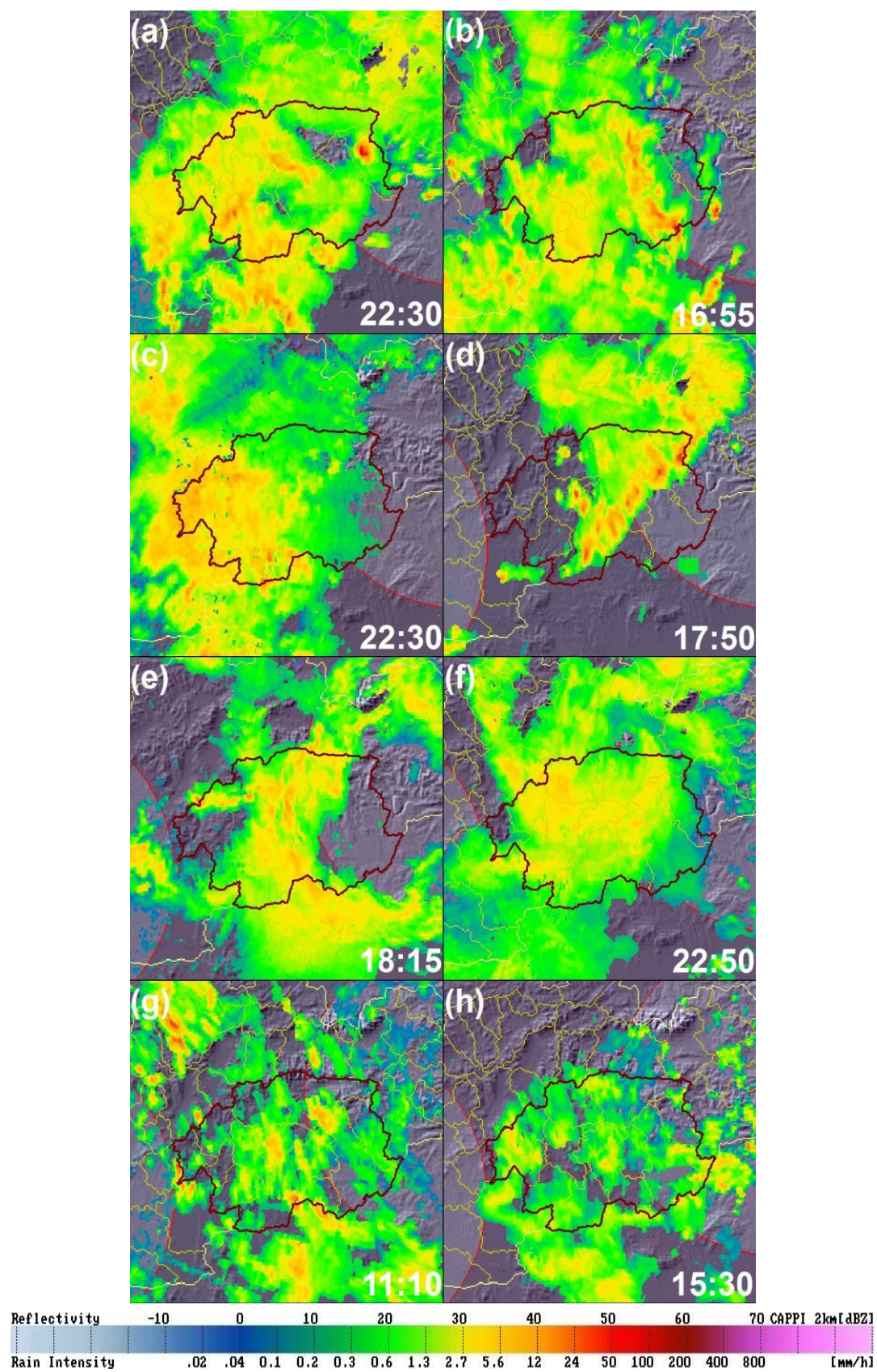




**Obr. 31** GFS analýzy máp prízemného tlakového poľa, výšky geopotenciálnej hladiny 500 hPa a relatívnej topografie 500-1000 hPa (legenda: hrúbka vrstvy v 10-tkách metrov) (zdroj: Wetter3.de, 2017).







**Obr. 33** Radarová odrazivosť (dBZ) a odvodená intenzita zrážok ( $\text{mm.h}^{-1}$ ) nad Banskobystrickým krajom (hranica bordovou farbou), informácia o čase je v UTC.

## 5.2 Termín 24. 06. 2013

Južná situácia: Nad severozápadnú Európu a západnú časť strednej Európy zasahuje od severu brázda nízkeho tlaku. Ponad Severné more sa na sever presúva vyplňujúca sa plytká cyklóna. V jej tle začína do strednej Európy prúdiť chladnejší vzduch od severozápadu s rozširujúcim sa výbežkom vyššieho tlaku v spodnej troposfére. V závetrí Álp dochádza nad Talianskom až Maďarskom k prehĺbeniu plytkej cyklóny so severnou trajektóriou pohybu, pričom sa vo vyšších hladinách východnej polovice strednej Európy zvyrazňuje advekcia teplého a vlhkého vzduchu zo Stredomoria (v 850 hPa do 15 °C). Najviac nestabilné prostredie nad Karpatmi a okolitými nížinami badať okolo poludnia s hodnotami MLCAPE 300 až 800 J.kg<sup>-1</sup> (obr. 31b a 32b).

Zrána je nad väčšinou kraja jasná až málo oblačná obloha, pričom niektoré kotlinové ako aj horské polohy zakrýva hmla alebo nízka oblačnosť. Vzduch sa pri čiastočne zmenšenej oblačnosti prehrieva krátko popoludní do 29 °C v Juhoslovenskej kotline a na 12 °C v Nízkych Tatrách. Poväčšine fúka mierny vietor J smerov do 4 m.s<sup>-1</sup>, v horských oblastiach do 7 m.s<sup>-1</sup>. Presne na poludnie sa objavujú prvé konvektívne búrky Slovenskom rudohorí s postupom k SZ. K večeru sa zdanlivo na juhovýchodných svahoch hôr formuje rozsiahlejšie pásmo multiceľárnych búrok presahujúc lokálne 50 dBZ a VIL 60 kg.m<sup>-2</sup>. Neskoršie zrážky postupujúce z Maďarska prechádzajú aj ponad najnižšie polohy Juhoslovenskej kotliny (obr. 33b).

## 5.3 Termín 20. 07. 2008

Západná situácia: Nad Nórsym morom sa udržiava plytká, ale rozsiahla oblasť nižšieho tlaku. Južne od Islandu sa v rámci zóny zosilnenej konvergencie prúdenia prehĺbila podružná cyklóna, ktorá sa nad Severným morom stáva dominantnou a spája sa s regenerovanou cyklónou nad severovýchodnou Európou. Na ich južnom okraji v meridionalnej konfigurácii veľkého teplotného a tlakového gradientu nad strednou Európou silnie západné prúdenie s rýchle postupujúcim studeným frontom. V rámci teplej vzduchovej hmoty (v 850 hPa okolo 15 °C) v okolí Karpát sa hodnoty MLCAPE pohybujú v rozmedzí 0 až 400 J.kg<sup>-1</sup> a prechodne sa zvyrazňujú v závere dňa pri prechode frontu (obr. 31c a 32c).

Po väčšinu dňa je nad Banskobystrickým krajom oblačná až zamračená obloha a teploty najmä napoludnie dosahujú denné maximum od 10 °C v N. Tatrách po 28 °C v najnižších polohách. Pri západnom vetre od 3 do 10 m.s<sup>-1</sup> od dopoludňajších hodín postupujú smerom k VSV slabnúce prehánky a občasné dážď. Až okolo 20:00 UTC sa s príchodom studeného frontu formujú nad západnou hranicou kraja intenzívnejšie prehánky s konvektívnymi búrkami o lokálnej odrazivosti do 50 dBZ a VIL vyše 50 kg.m<sup>-2</sup> na čele plošnejšieho pásma stratiformných zrážok s vnorenou konvekciou (obr. 33c). Kompletne zrážkové pásmo opúšťa územie kraja až v ranných hodinách.

## 5.4 Termín 29. 06. 2014

Západná situácia: Na južnom okraji cyklónálnej oblasti nad Škandináviou sa nad Severným morom v rámci relatívne výrazného teplotného rozhrania regeneruje plytká cyklóna s postupom nad Baltské more, tvoriac od stredných hladín troposféry brázdú nízkeho tlaku. Na jej prednej strane pred príchodom zvlneného studeného frontu prechádza ponad strednú Európu teplý sektor s advekciou teplého oceánskeho vzduchu od juhozápadu (v 850 hPa vyše 15 °C), v ktorom je v priebehu dňa vzduch nad Slovenskom, Maďarskom a Poľskom destabilizovaný na hodnoty MLCAPE od 200 do 1 000 J.kg<sup>-1</sup> (obr. 31d a 32d).

Spočiatku dominuje nad územím polooblačná až oblačná obloha s vetrom južných smerov od 4 m.s<sup>-1</sup> v kotlinách po 17 m.s<sup>-1</sup> v N. Tatrách. Pri postupne zamračenej oblohe a maximálnych teplotách od 10 °C v N. Tatrách po 30 °C na krajnom juhozápade, neskôr popoludní narastajú nad Slovenským stredohorím zrážkové cely s výskytom slabých konvektívnych búrok postupujúcich na SSV. Večer sa na západnej hranici kraja v silnejúcom ZJZ prúdení sceluje a južným smerom prehĺbuje konvekcia (VIL lokálne > 60 kg.m<sup>-2</sup>) prechádzajúca najmä západnými a severnými okresmi s relatívne stálou intenzitou odrazivosti medzi 40 a 50 dBZ (obr. 33d). Po polnoci vstupujú na územie Slovenska ďalšie menej výrazné a nie tak celistvé konvektívne zrážky opäť zdanlivo profitujúce zo vzostupných prúdov nad pohoriami.

## 5.5 Termín 23. 06. 2009

Východná situácia: Nad Jadranskou oblasťou až Balkánom sa veľmi pozvoľna vyplňa plytká cyklóna pred tým prehĺbená v závetří Álp nad Talianskom. V jej severnej časti prúdi do strednej Európy od východu teplejší a vlhký vzduch (v 850 hPa okolo 11 °C) s prechodným lokálnym minimom tlaku nad južným Slovenskom. Najmä popoludní sa nad východnou Európou tvorí rozsiahla oblasť nestabilne zvrstveného vzduchu zasahujúca okrajom nad Slovensko s MLCAPE 1 000 až 1 500 J.kg<sup>-1</sup> (obr. 31e a 32e).

Krátko pred 06:00 UTC prekračujú slovensko-maďarské hranice multiceľárne búrky postupujúce pomerne rýchlo na Z so zjavným progresom nad pohoriami až do 50 dBZ. Počas dňa prevláda zamračená obloha, vzduch sa zohrieva na 10 °C v N. Tatrách až 25 °C v kotlinách, pričom fúka slabý vietor V smerov do 3 m.s<sup>-1</sup>, na horách do 8 m.s<sup>-1</sup>. Popoludní dochádza k prvotnej iniciácii konvektívnej búrkovej oblačnosti nad Slovenským rudohorím a stredohorím s odrazivosťou jednotlivých ciel do 55 dBZ s veľmi lokálnym VIL > 66 kg.m<sup>-2</sup>. Vo večerných hodinách postupuje od V finálna línia slabnúcich konvektívnych búrok (obr. 33e), ktoré sú v skorých ranných hodinách doplnené slabými prehánkami.



## 5.6 Termín 03. 06. 2010

Východná situácia: Južne od strednej Európy sa vyplňuje z vyšších zemepisných širok pôvodne odseknutá, pomerne rozsiahla a pri zemi už nevyjadrená cyklóna. Relatívne chladnejší a vlhký vzduch nad Slovenskom začína od východu až severovýchodu nahrádzať relatívne teplejšia vzduchová hmota (v 850 hPa okolo 10 °C), pred ktorou postupuje rozpadávajúci sa teplý front s následným prechodom stredy podružnej cyklóny ponad západnú Ukrajinu ďalej na severovýchod, kedy nad Slovenskom MLCAPE prechodne rastie na 500 J.kg<sup>-1</sup> (obr. 31f a 32f).

Počas skorých ranných hodín pokrýva územie kraja s výnimkou juhozápadu nesúvislá oblačnosť. V priebehu dopoludnia sa od JV-V nasúva kompaktnější oblačná vrstva a od približne 08:00 UTC sú nad Juhoslovenskou kotlinou pozorované prvé slabé stratiformné zrážky vo forme dažďa. Vzduch sa pri slabom premenlivom vetre, na horách do 4 m.s<sup>-1</sup>, popoludní v N. Tatrách do 15 m.s<sup>-1</sup>, zohrieva na hodnotu 6 °C v najvyšších polohách po 21 °C vo Zvolenskej kotline. Do večerných hodín prechádza krajom pásmo slabého alebo občasného dažďa od V a prvé vnorené konvektívne zrážky s odrazivosťou okolo 40 dBZ a VIL do 25 kg.m<sup>-2</sup> prichádzajú od SV až v neskorších večerných hodinách (obr. 33f), pričom zrážková činnosť z prehánok a lokálnych konvektívnych búrok pokračuje do ranných hodín.

## 5.7 Termín 30. 06. 2011

Severná situácia: Nad Ukrajinou a Rumunskom prebieha vypíňanie cyklóny s kvázistacionárnou polohou. Na východnom okraji brázdy nízkeho tlaku, v tlakovom sedle, prúdi nad Slovensko relatívne teplý a vlhký vzduch od severu až severovýchodu (v 850 hPa okolo 12 °C), pričom od západu sa približuje studený front spojený oddeľujúci chladnejší vzduch nad západnou Európou. Okolo poludnia je vzduch nad strednou Európou labilizovaný jednoliato s MLCAPE 300 až 600 J.kg<sup>-1</sup> (obr. 31g a 32g).

Po celý deň vládne nad krajom zamračená obloha a už v ranných hodinách prechádzajú ponad väčšinu územia od severu slabnúce prehánky alebo občasný dážď. Konvekcia sa v závetří pohorí prehlbuje krátko pred poludním (do 45 dBZ) s maximálnym pokrytím okamžitých zrážok po 11:00 UTC (obr. 33g). Vzduch sa dovtedy zohrieva na 9 °C N. Tatrách a 26 °C v Žiarskej kotline, a to pri slabom premenlivom vetre do 3 m.s<sup>-1</sup>, na horách severnom s rýchlosťou 4-10 m.s<sup>-1</sup>. Najintenzívnejšie popoludňajšie zrážky (55 dBZ a VIL okolo 60 kg.m<sup>-2</sup>) zasahujú krajný západ, ktorým až do nočných hodín prechádza veľká časť zrážkového poľa stratiformného charakteru s vnorenou konvekciou (do 45 dBZ). Kratšie trvajúce konvektívne zrážky sa vyskytujú prechodne aj vo východnejších okresoch.

## 5.8 Termín 17. 05. 2014

Severná situácia: Ponad územie Slovenska sa spolu s rozsiahlou oblasťou chladnejšieho vzduchu (v 850 hPa okolo 5 °C) retrográdne k severozápadu presúva vyplňujúca sa a už značne plytká cyklóna, na ktorej severnom okraji v oblasti oklúzneho frontu prúdi do strednej Európy vlhkejší vzduch od severovýchodu až severu. Počas najvýraznejšieho denného prehrievania dosahuje MLCAPE naprieč východnou polovicou Slovenska, Maďarska a Poľska 200 až 600 J.kg<sup>-1</sup> (obr. 31h a 32h).

Nad územím kraja prevažuje oblačná až zamračená obloha s dopoludňajším slabým alebo občasným dažďom. V priebehu dňa pri nie príliš výraznom prehrievaní chladného vzduchu (juhozápad do 20 °C a N. Tatry do 2 °C) a slabom premenlivom vetre do 4 m.s<sup>-1</sup>, v N. Tatrách severnom do 8 m.s<sup>-1</sup>, prerastá oblačnosť do izolovaných prehánok a veľmi slabých lokálnych konvektívnych búrok. Po 15:00 UTC pokrývajú zrážky s odrazivosťou 20-40 dBZ veľkú časť kraja (obr. 33h) a s pozvoľným pohybom k J pretrvávajú do večerných hodín.

**Tab. 8** Charakteristiky stability atmosféry a vetra zo sondážnych meraní stanice Poprad-Gánovce v 12:00 UTC pre jednotlivé termíny. MUCAPE (most unstable CAPE), DCAPE (downdraft CAPE), ML 100 CIN (mixed layer  $\uparrow$ 100 hPa CIN), SBLI 500 (surface based lifted index  $\uparrow$ 500 hPa), TT (totals totals).

termín	MUCAPE [J.kg <sup>-1</sup> ]	DCAPE [J.kg <sup>-1</sup> ]	ML 100 CIN [J.kg <sup>-1</sup> ]	SBLI 500 [K]	TT index [K]	strih vetra 0-6 km [m.s <sup>-1</sup> ]	smer vetra 0-6 km [°]
19. 07. 2011	1 652	895	-7	-4,2	49,4	20,5	215
24. 06. 2013	1 768	784	-13	-4,7	48,1	14	170
20. 07. 2008	406	667	-8	-2,5	51,3	19,1	270
29. 06. 2014	297	472	-36	-1,1	47,4	19,5	227
23. 06. 2009	1 023	499	-17	-3	48,9	18,7	95
03. 06. 2010	0	50	-17	4,1	38,9	21,3	65
30. 06. 2011	408	550	-171	-3,1	50,6	14,9	355
17. 05. 2014	99	405	-7	1	50,9	6,1	41

## 6. VÝSLEDKY ANALÝZY PRIESTOROVÝCH ZRÁŽOK

Kapitola s výsledkami práce je rozdelená do ôsmich podkapitol podľa termínov zrážkových udalostí. Obsahom každej podkapitoly je mapové prevedenie priestorovej distribúcie konvektívnych zrážok v Banskobystrickom kraji na základe INCA kombinácie radarového odhadu zrážok a zrážkomerných staníc (AWS, APS, AHS), ako aj lokalizácia manuálnych zrážkomerných staníc vstupujúcich do štatistiky. Pri slovnom porovnaní distribúcie zrážok vychádzame zo všetkých dostupných staníc v kraji. V mapových vyobrazeniach sú zahrnuté základné prahové hodnoty stanovené v tab. 7, avšak kvôli lepšej prehľadnosti bola vynechaná druhá prahová hodnota 30 mm (resp. 15 mm), ktorú možno vizuálne odčítať z legendy.

Na začiatok je dôležité upozorniť, že hodnoty nameraných a odhadnutých zrážok sa viac alebo menej odlišujú a v INCA reanalýze nie je pozícia manuálnej zrážkomernej stanice nikdy reprezentovaná jej reálne nameranou hodnotou. Do modelu INCA totiž vstupujú výlučne zrážky z automatických prístrojov, ktoré nemusia byť inštalované pri manuálnom zrážkomery. Ďalším podstatným problémom je časový úsek a kvalita meraných zrážok alebo radarovej informácie. Napriek tomu, že časový úsek reanalyzovaný modelom bol prispôsobený pozorovaniam manuálnych zrážkomerov v 24-hodinových intervaloch 06:00-06:00 UTC (08:00-08:00 SELČ), sú vstupné údaje na obidvoch stranách zaťažené potenciálnou chybovosťou.

Pozorovatelia nevykonávajú merania vždy v celej hodine, ale časový sklz je zapríčinený stredným miestnym slnečným časom alebo súkromnými náležitosťami. Vo väčšine našich termínov sa síce zrážková činnosť neprelína s časom pozorovaní, avšak pri meraní zrážok je rovnako dôležitá zručnosť a optické schopnosti pozorovateľa, pri automatike jej bezchybná prevádzka. Tieto skutočnosti nemožno komplexne garantovať, najmä nie pre rozsiahle územie. Subjektívnou selekciou sme sa ich snažili čo do najväčšej miery eliminovať.

Ukážkou čiastočne problémovej radarovej informácie a nedostatočného pokrytia fungujúcich automatických zrážkomerov je prípad z 23. 06. 2009 (časť 6.5), kedy sa v reanalýze vyskytujú fragmenty oblastí zoslabených zrážok v podobe pásov s poklesom zrážok oproti okoliu o niekoľko mm a plošná distribúcia zrážok je značne naviazaná na zrážkovo najextrémnejšie stanice.

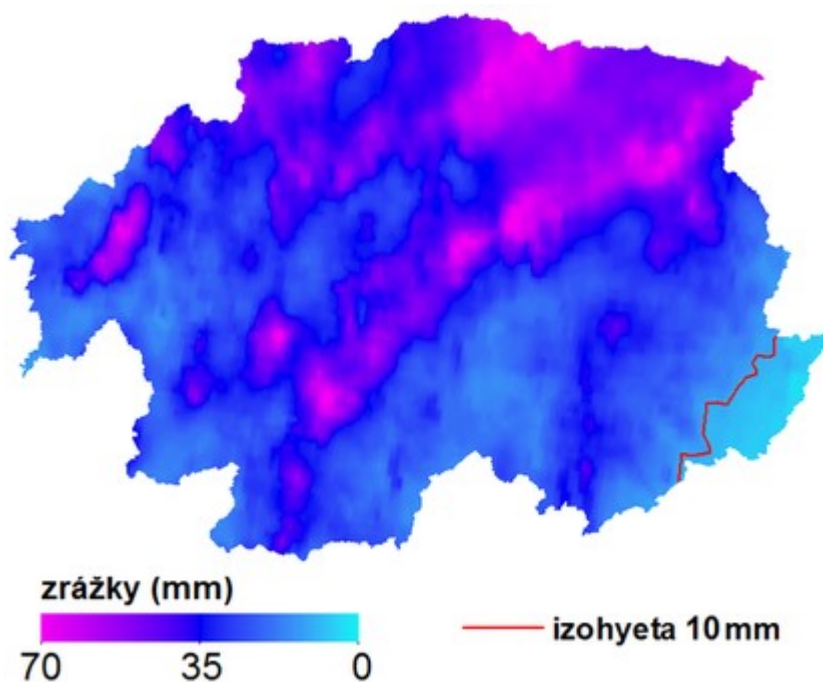
V našich reanalýzach boli pri radarovom odhade zrážok odskúšané parametre CAPPI 2 km a CMAX. Kvôli nepozorovaným rozdielom v odhadnutom zrážkovom poli je finálnym použitým produktom CAPPI 2 km.

V podkapitolách sa nachádzajú scatter ploty vyjadrujúce závislosť zrážok na morfometrických charakteristikách v radarových pixloch. Zrážky v scatter plotoch vždy začínajú na prahových hodnotách z tab. 7. Prahové hodnoty 30 mm (resp. 15 mm) nie

sú vyznačené (okrem obr. 61), nakoľko by došlo k vizuálnemu znehodnoteniu informácie. Na obr. 72 sú radarové pixle koncentrované okolo celých hodnôt zrážok  $\pm 0,2$  mm. Ide o dôsledok interpolácie zaokrúhlených hodnôt z INCA reanalýzy. V texte je ďalej obsiahnutá tab. 9 s hodnotami Spearmanovho poradového korelačného koeficientu pre radarové pixle a zrážkomerné stanice podľa charakteristík georeliéfu uvedených v tab. 5. Finálne je v každom termíne zostrojený box-and-whisker plot (legenda na obr. 30) pre zrážky v radarových pixloch po kategóriách terénnych charakteristík uvedených v časti 4.1.

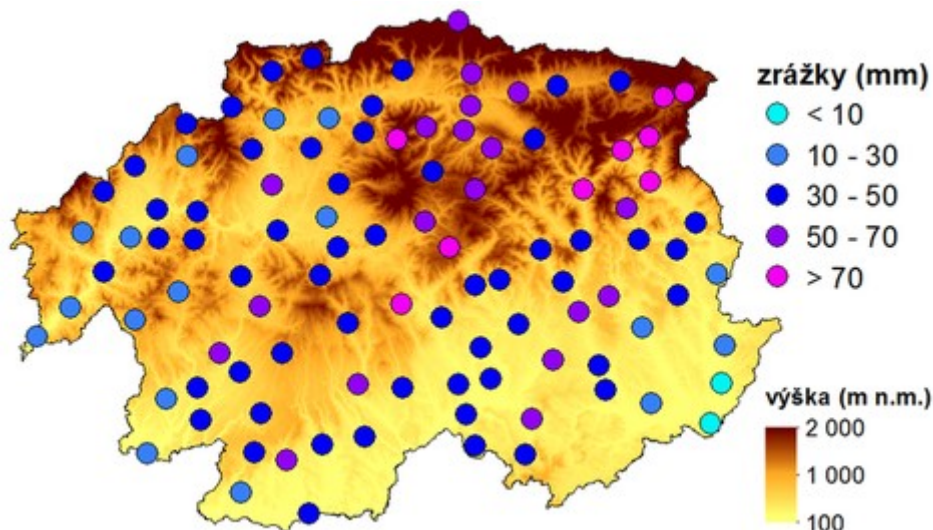
## 6.1 Termín 19. 07. 2011

Pre 19. júl 2011, južnú situáciu, je typický výskyt niekoľkých pásov vyššej intenzity zrážok v JZ-SV smere s hodnotami nad 50 mm (obr. 34), ktoré prechádzajú najmä pohoriami Slovenského stredohoria, Slovenského rudohoria a Nízkymi Tatrami, pomerne málo zrážok majú Štiavnické vrchy ( $< 30$  mm). V stredne a nízko položených kotlinách sú úhrny zrážok zväčša od 10 do 35 mm, pričom v strednej časti Juhoslovenskej kotliny v severovýchodnom smere od Cerovej vrchoviny prekračujú 40 mm a v Horehronskom podolí 60 mm. Na krajnom JV Juhoslovenskej kotliny a v Bodvianskej pahorkatine je vyčlenená oblasť najnižších zrážok pod 10 mm (Vlkyňa 4,9 mm; Číž 7,3 mm; Štrkovec 8,3 mm). Počet radarových pixlov použitých pre  $> 10$  mm je 9 162 a pre  $> 30$  mm 4 371.



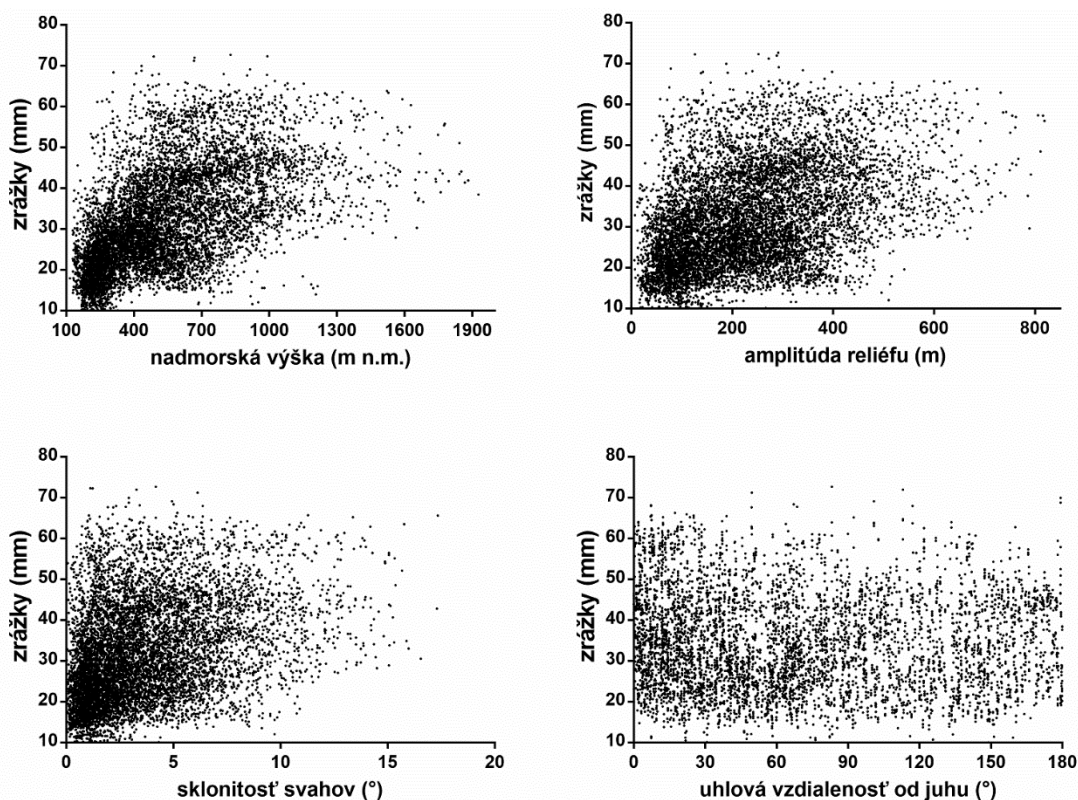
**Obr. 34** Zrážková reanalýza INCA 19. 07. 2011 (úhrn zrážok do 06:00 UTC nasledujúceho dňa).

Premenlivosť priestorových zrážok reanalýzy INCA (obr. 34) sa do značnej miery prekrýva s manuálnymi zrážkomermi (obr. 35), avšak INCA maximálny úhrn do 73 mm podhodnocuje napríklad vo Veporských vrchoch a Ostrôžkach až o 20-30 mm (Detvianska Huta 104,2 mm a Látky-Nový Svet 94,6 mm; Ábelová 88,7 mm). Naopak stanice nezachytávajú oblasť intenzívnych zrážok nad 60 mm na JV svahoch Vtáčnika a časti Žiarskej kotliny.



**Obr. 35** Zrážkomerné stanice 19. 07. 2011 (úhrn zrážok do 06:00 UTC nasledujúceho dňa).

Vzhľadom k sústreďeniu konvektívnej zrážkovej činnosti prioritne v okolí horských oblastí, závislosť zrážok nad 10 mm na nadmorskej výške dosahuje v radarových pixloch korelačný koeficient 0,62 (obr. 36). Silná závislosť klesá pri prahovej hodnote 30 mm na 0,34. Pri staničných meraniach je závislosť na nadmorskej výške priamo v bode stanice stredne silná 0,44 a s vyjadrením výškových charakteristík proti južnému prúdeniu klesá pod 0,4 (tab. 9). Slabá, avšak stále badateľná závislosť s koeficientom 0,36 vychádza pre minimálnu nadmorskú výšku proti smeru prúdenia. Na obr. 37 vidieť, že vysoký úhrn nad 70 mm model vypočítal v oblasti 300-500 m n.m., konkrétne v Krupinskej planine. Takisto ako v prípade outlierov v kategórii 100-300 m n.m. sa však jedná o extrémnu hodnotu nad  $q_{0,75}+3 \cdot \text{IQR}/2$  a maximálne úhrny vo vnútri štatistického súboru majú po kategóriu 800-1 100 m n.m. stúpajúci trend, následne mierne klesajú. Rozdiel extrémnych vnútorných hodnôt je najväčší vo výškach 500-1 100 m, zatiaľ čo absolútne najväčší rozdiel extrémnych hodnôt má kategória 300-500 m. Dolný ako aj horný kvartil stúpajú s nadmorskou výškou až do vysokohorských polôh (z 18 na 38 mm, resp. z 25 na 52 mm). Medián má rovnako stúpajúci charakter z 21 na 41 mm.



**Obr. 36** Závislosť zrážok v radarových pixloch na nadmorskej výške, amplitúde reliéfu, sklonitosti svahov a uhlovej vzdialenosti od južného prúdenia dňa 19. 07. 2011.

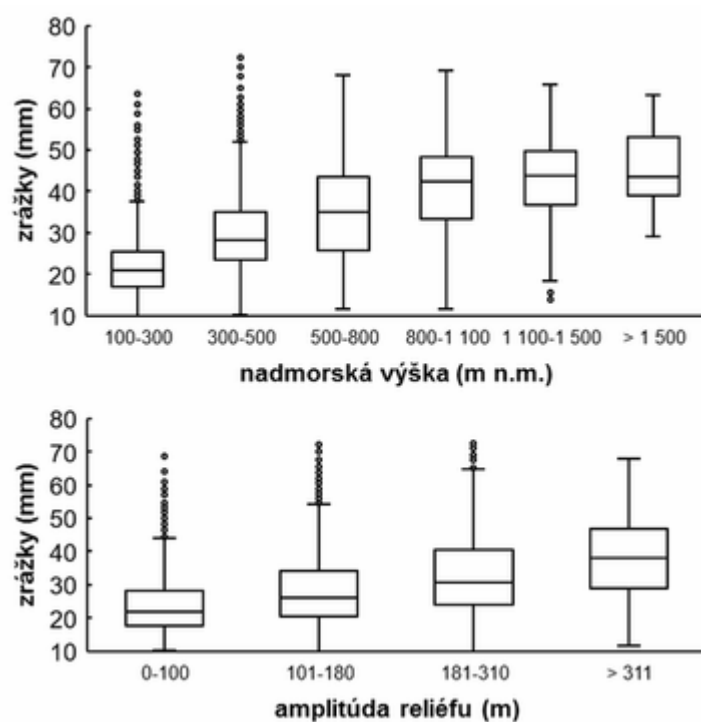
Závislosť zrážok na relatívnej výškovej členitosti v bodoch radarových pixlov má podobný charakter ako v prípade nadmorskej výšky, aj keď maximálne a minimálne zrážky sú takmer rovnomerne rozložené medzi amplitúdou 50 až 500 m, od ktorej je zreteľný nárast spodného prahu zrážok (obr. 36). Spearmanov koeficient dosahuje bez prahovej hodnoty stredne silnú závislosť 0,44 a slabú 0,26 v prípade zrážok nad 30 mm. Závislosť staničných zrážok na relatívnej výške južných kvadrantov vykazuje slabé hodnoty 0,34 a 0,31 (tab. 9). Rozdiel extrémnych hodnôt všetkých odhadnutých zrážok je takmer identický naprieč všetkými kategóriami amplitúdy reliéfu (obr. 37). Kvartily, medián a miery rozptylu intenzity zrážok rastú spolu s relatívnou výškou.

Ešte slabšiu závislosť nadobúdajú zrážky v prípade vzťahu ku sklonitosti reliéfu, len 0,38 a 0,17 pre prahovú hodnotu 30 mm. Strmšie svahy ( $> 12^\circ$ ), ktoré sú lokalizované vo vyšších horských polohách neklesajú pod hranicu 25 mm. Najvyššie zrážky sú viacmenej koncentrované do rovinatejšieho reliéfu so sklonom  $< 7^\circ$  (obr. 36), ktorý je prítomný v nízkych, stredných, ako aj vysokých polohách. Na podobné výsledky ukazujú zrážky a južné kvadranty v okolí staníc (tab. 9). Do triedy sklonitosti svahov nad  $15^\circ$  sa koncentrujú zrážky s podstatne menším rozdielom extrémnych hodnôt ako v prípade zvyšných tried (obr. 38). Hodnota je necelých 40 mm, pričom najnižšie zrážky sú slabo pod hranicou 30 mm. Medián a kvartily majú stúpajúci trend.

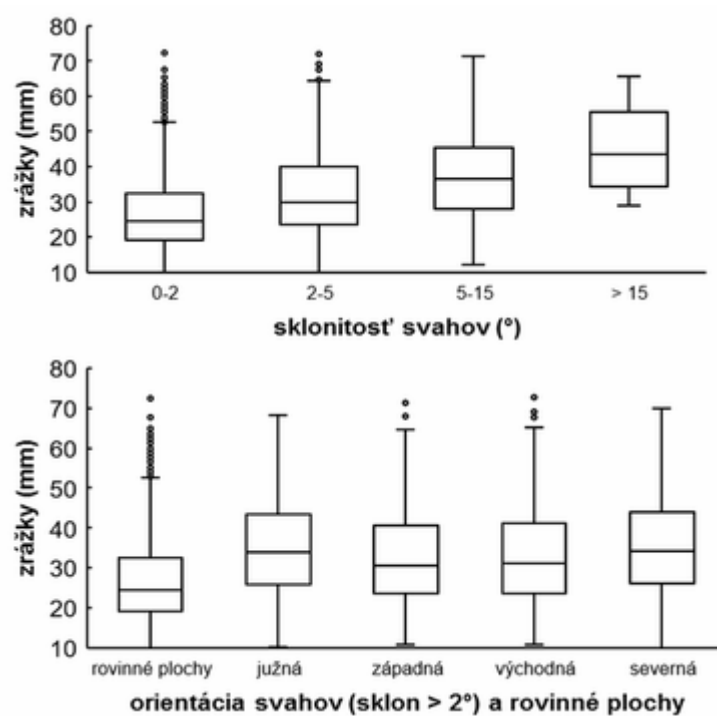
Pri zrážkach v radarových pixloch ako aj v prípade staničným meraní nie je preukazná žiadna závislosť na orientácii svahov so sklonom nad 2°. Korelačné koeficienty majú veľmi slabé hodnoty okolo 0 pri obidvoch prahových hodnotách (tab. 9). Rozdiel extrémnych hodnôt intenzity zrážok je rovnaký cez celú ružicu svetových strán (obr. 36). Miery polohy sa pohybujú okolo totožných hodnôt, kedy napr. medián okolo 30 mm pre každú triedu s výnimkou rovinných plôch, kde klesá na 24 mm (obr. 38).

**Tab. 9** Spearmanov poradový korelačný koeficient pre radarové pixle a staničné merania v termínoch v závislosti na morfologetických parametroch z tab. 5. Koeficienty sú stanovené podľa prvej a druhej prahovej hodnoty (mm). Štatisticky významné vzťahy na hladine významnosti  $\alpha = 0,01$  sú zvýraznené oranžovým tieňovaním.

Termín	19.07. 2011	24.06. 2013	20.07. 2008	29.06. 2014	23.06. 2009	03.06. 2010	30.06. 2011	17.05. 2014
Prahová hodnota (mm)	10	0	10	0	5	15	5	0
H_PIX	0,62	0,61	0,55	0,28	0,07	0,28	0,00	0,46
S_PIX	0,38	0,43	0,28	0,15	0,07	0,22	0,09	0,34
A_PIX	-0,05	0,04	-0,11	-0,04	0,06	0,03	-0,04	0,13
R_PIX	0,44	0,52	0,35	0,16	0,04	0,23	0,10	0,40
H_STA	0,44	0,30	0,74	0,48	-0,02	-0,22	0,09	0,38
H_mean	0,36	0,41	0,70	0,47	-0,08	-0,33	0,14	0,49
H_max	0,33	0,39	0,70	0,40	-0,06	-0,32	0,12	0,46
H_min	0,36	0,47	0,70	0,51	-0,06	-0,31	0,06	0,42
H_rel	0,34	0,34	0,59	0,36	0,03	-0,25	0,16	0,43
H_diff	0,06	-0,27	-0,08	-0,07	0,06	0,33	-0,04	-0,25
S_mean	0,32	0,35	0,59	0,35	0,02	-0,27	0,14	0,45
A_med	-0,07	-0,39	-0,31	-0,11	-0,06	-0,28	0,33	0,16
Prahová hodnota (mm)	30	30	30	30	30	30	30	15
H_PIX	0,34	0,02	0,39	0,11	0,16	0,56	-0,18	-0,12
S_PIX	0,17	-0,02	0,24	-0,02	0,11	0,19	0,01	-0,11
A_PIX	-0,04	0,12	0,03	-0,15	-0,05	0,08	-0,09	-0,07
R_PIX	0,26	-0,02	0,28	-0,01	0,09	0,07	0,01	-0,11
H_STA	0,37	0,13	0,26	0,41	-0,27	0,20	-0,41	0,04
H_mean	0,29	0,21	0,18	0,43	0,06	0,32	-0,06	0,42
H_max	0,32	0,16	0,31	0,37	-0,04	0,26	-0,03	0,26
H_min	0,28	0,17	0,27	0,45	-0,03	0,45	-0,41	0,17
H_rel	0,31	0,15	0,14	0,32	-0,08	0,30	-0,06	0,39
H_diff	0,09	-0,09	0,08	0,01	-0,29	-0,35	0,06	-0,46
S_mean	0,29	0,18	0,19	0,30	0,01	0,25	0,23	0,31
A_med	-0,09	-0,18	-0,15	-0,16	0,14	0,13	0,29	-0,35



**Obr. 37** Zrážky v radarových pixloch v termíne 19. 07. 2011 rozdelené do tried podľa nadmorskej výšky a amplitúdy reliéfu.



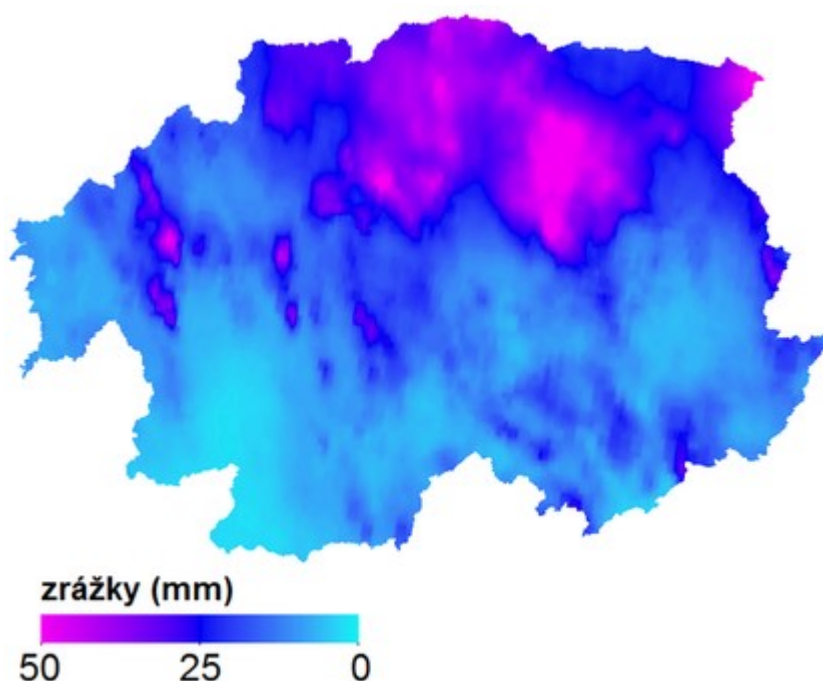
**Obr. 38** Zrážky v radarových pixloch v termíne 19. 07. 2011 rozdelené do tried podľa sklonitosti svahov a orientácií terénu.



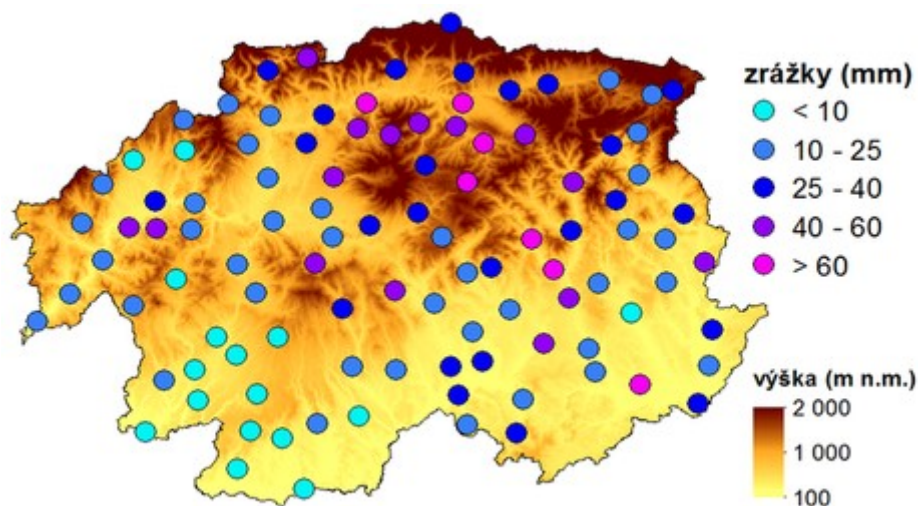
## 6.2 Termín 24. 06. 2013

Južná situácia dňa 24. júna 2013 sa oproti predošlému termínu odlišuje v orientácii majoritných pásov zvýšených úhrnov zrážok smerujúcich od JV k SZ (obr. 39). Badateľná je vyššia koncentrácia absolútnych regionálnych maxím na menšej ploche, pričom nad Slovenským rudohorím a jeho okolím vystupuje celistvá oblasť úhrnu nad 30 mm. Lokálne je táto hodnota presiahnutá aj v Slovenskom stredohorí a Žiarskej kotline, prípadne v Cerovej vrchovine a okolí Slovenského krasu. Jedná sa o ostro izolované zrážkové oblasti, ktoré obchádzajú juhozápad kraja, kde sú zaznamenané najnižšie úhrny vôbec (Hontianske Nemce 2,5 mm; Vinica 3,2 mm; Medovarce 3,4 mm). Izohyeta 30 mm prahovej hodnoty ohraničuje plochu 1 266 radarových pixlov.

Reanalýza INCA podľa staničných meraní dobre vykresľuje priestorovú distribúciu zrážok na celom území ako aj lokalizáciu nižších úhrnov (obr. 39). O niečo vyššie úhrny sú odhadnuté takmer výlučne na okraji Žiarskej kotliny, zatiaľ čo k podhodnoteniu zrážok o 28 mm došlo opäť v centre územia, kde sa sústredilo gro konvektívnej búrkovej činnosti (Čierny Balog-Dobroč 81,9 mm; Brezno 72 mm; Brusno 70,5 mm). O takmer 40 mm sú zrážky nižšie v reanalýze na hranici Juhoslovenskej kotliny s Cerovou vrchovinou (Bottovo 66,5 mm). Zhodne ako počas udalosti 19. 07. 2011, Horehronské podolie nie je v zrážkovom poli nijako identifikovateľné na rozdiel od zvyšných nižšie položených kotlín.



**Obr. 39** Zrážková reanalýza INCA 24. 06. 2013 (úhm zrážok do 06:00 UTC nasledujúceho dňa).



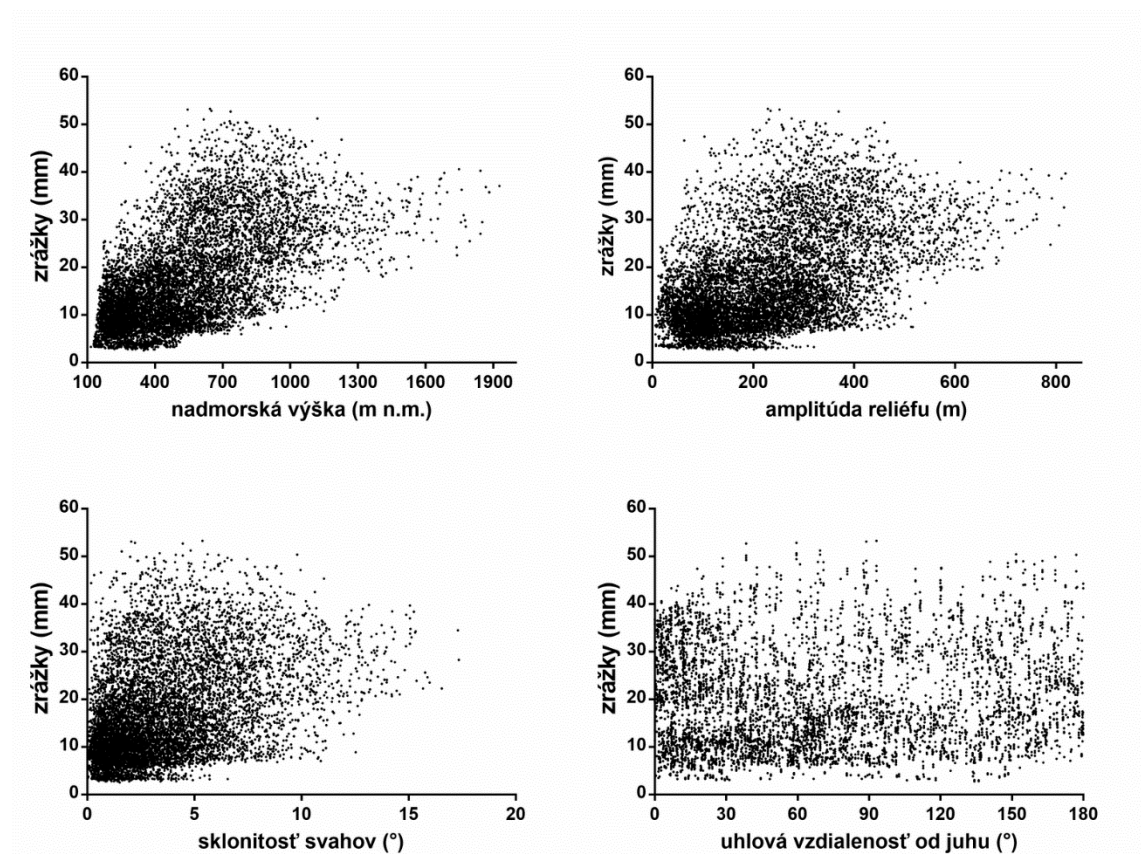
**Obr. 40** Zrážkomerné stanice 24. 06. 2013 (úhrn zrážok do 06:00 UTC nasledujúceho dňa).

Konvektívne búrky postupovali celým územím kraja s porovnateľnou intenzitou a nebola tak stanovená základná prahová hodnota. Zrážky vo všetkých 9 427 radarových pixloch vykazujú silnú závislosť na nadmorskej výške s koeficientom 0,61 (obr. 41). Po aplikácii prahovej hodnoty 30 mm sa akákoľvek závislosť stráca. Staničné merania dosahujú slabú závislosť 0,3, avšak najvyšší koeficient 0,47 prislúcha minimálnej nadmorskej výške v J kvadrante staníc. Zvyšné výškové charakteristiky majú slabú alebo stredne silnú závislosť (tab. 9). Maximálne úhrny sa vyskytli vo výškach 400 až 800 m n.m., zatiaľ čo polohy pod 300 m majú len lokálny výskyt zrážok > 20 mm (obr. 41 a 43). Veľmi vysoké úhrny do 500 m sú taktiež menej početné a sústredené primárne do Horehronského podolia. Najväčší rozdiel extrémnych hodnôt má trieda 500-800 m, zatiaľ čo najmenší vysokohorské a najnižšie polohy. Medián naprieč kategóriami stúpa s rastúcou výškou od 9 do 30 mm.

Stredne silná závislosť zrážok na výškovej amplitúde reliéfu s korelačným koeficientom 0,52 pre radarové pixle je vyobrazená na obr. 41, kde je popritom viditeľný výskyt najnižších úhrnov od nulovej amplitúdy do vyše 300 m. Nad prahovou hodnotou 30 mm závislosť mizne. Najväčší rozdiel extrémnych hodnôt je rovnomerne rozložený medzi amplitúdou 100 až 500 m a pri nižšej členitosti sú vysoké úhrny lokálnejšou záležitosťou (obr. 43). Najmenší rozdiel extrémnych hodnôt majú najmenej členité polohy, aj keď maximálna hodnota vystupuje na 48 mm. Veľmi členitý terén dosahuje najvyššieho mediánu 25 mm, ako aj významne vyššie položeného horného kvartilu a hodnoty  $q_{0,75} + 3 \cdot \text{IQR} / 2$ . Zrážky s členitosťou južných kvadrantov staníc korelujú slabo (0,34).

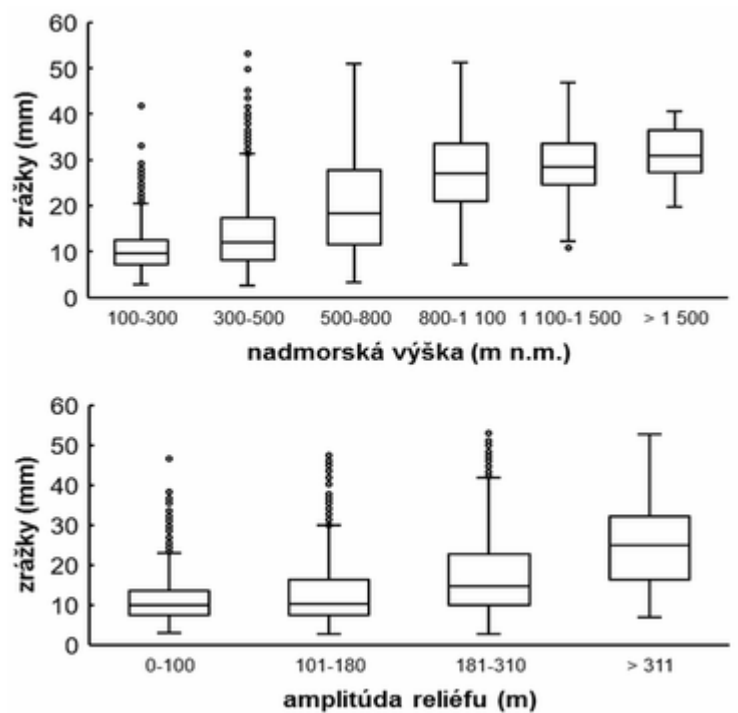
Vzťahu konvektívnych zrážok a sklonitosti svahov je pridelený koeficient 0,43. Nad prahovou hodnotou 30 mm sa rovnako ako pri prechádzajúcich dvoch výškových charakteristikách závislosť vytráca a výnimkou nie sú ani južné kvadranty staníc, ktoré klesajú z 0,35 na 0,18 pri prahovej hodnote. Celkový rozdiel extrémnych hodnôt zrážok

je takmer nemenný od rovinných plôch až po svahy so sklonom  $15^\circ$  (obr. 41 a 44). Najmenší rozdiel extrémnych hodnôt majú najstrmšie svahy, len necelých 20 mm s vysoko položeným mediánom 32 mm, na rozdiel od svahov do  $2^\circ$  s hodnotou 11 mm. Dolný kvartil poslednej triedy je situovaný 2 mm nad úrovňou mediánu predošlej triedy  $5-15^\circ$ .

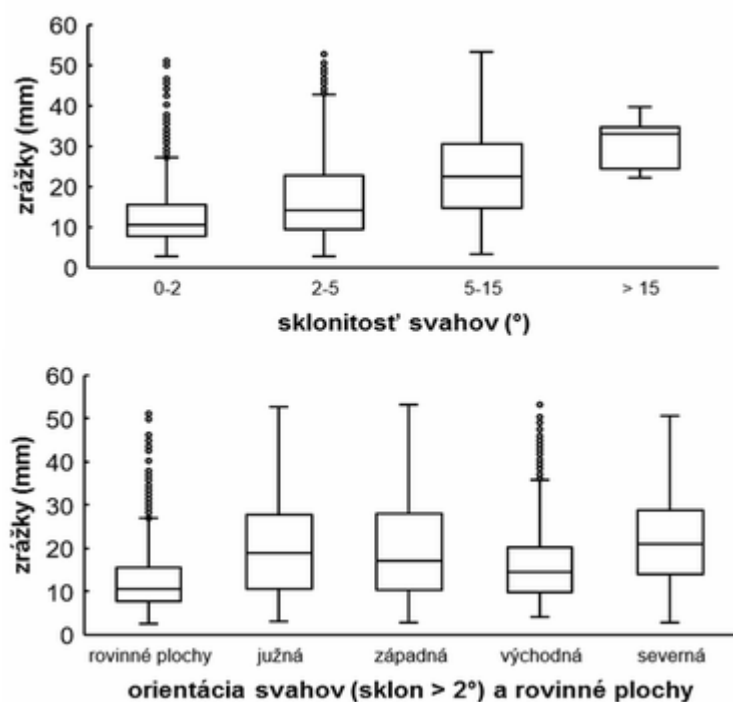


**Obr. 41** Závislosť zrážok v radarových pixloch na nadmorskej výške, amplitúde reliéfu, sklonitosti svahov a uhlovej vzdialenosti od južného prúdenia dňa 24. 06. 2013.

V radarových pixloch s rastúcou uhlovou vzdialenosťou od juhu stúpajú aj zrážky ( $r_{\text{rank}} = 0,52$ ), pričom v staničných meraniach je stav prekvapivo opačný a závislosť je slabšia ( $r_{\text{rank}} = -0,39$ ). Ako vidieť na obr. 46, práve severné svahy majú z tried najvyššie položené kvartily a medián, aj keď len nepatrne oproti južnej orientácii. Pomerne malý rozdiel extrémnych hodnôt vnútorných hodnôt majú východné svahy, zároveň ktorých miery polohy sú postavené nižšie oproti J,Z a S, takmer ako pri rovinných plochách. Rozdiel extrémnych hodnôt je naprieč triedami zrovnateľný.



**Obr. 42** Zrážky v radarových pixloch v termíne 24. 06. 2013 rozdelené do tried podľa nadmorskej výšky a amplitúdy reliéfu.

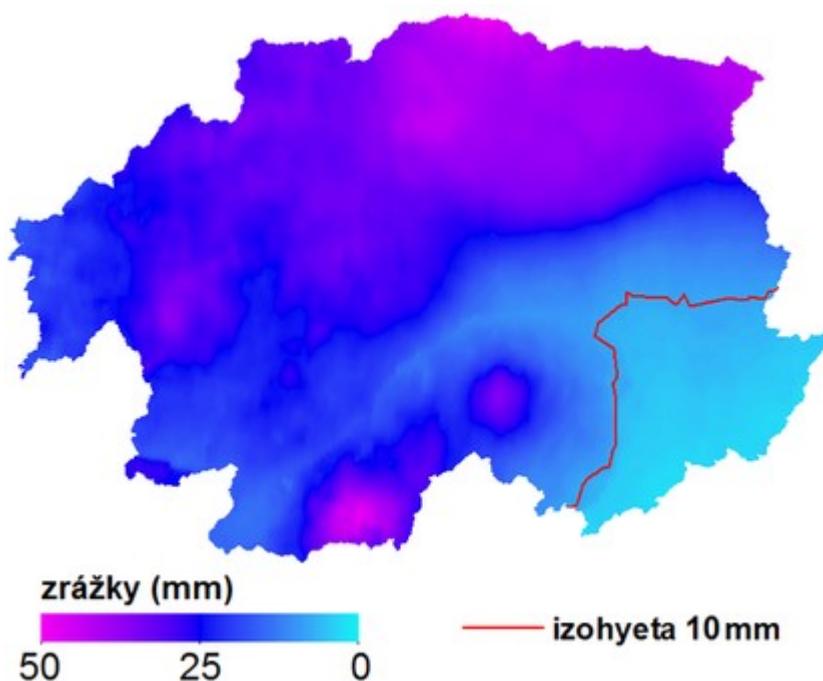


**Obr. 43** Zrážky v radarových pixloch v termíne 24. 06. 2013 rozdelené do tried podľa sklonitosti svahov a orientácii terénu.

### 6.3 Termín 20. 07. 2008

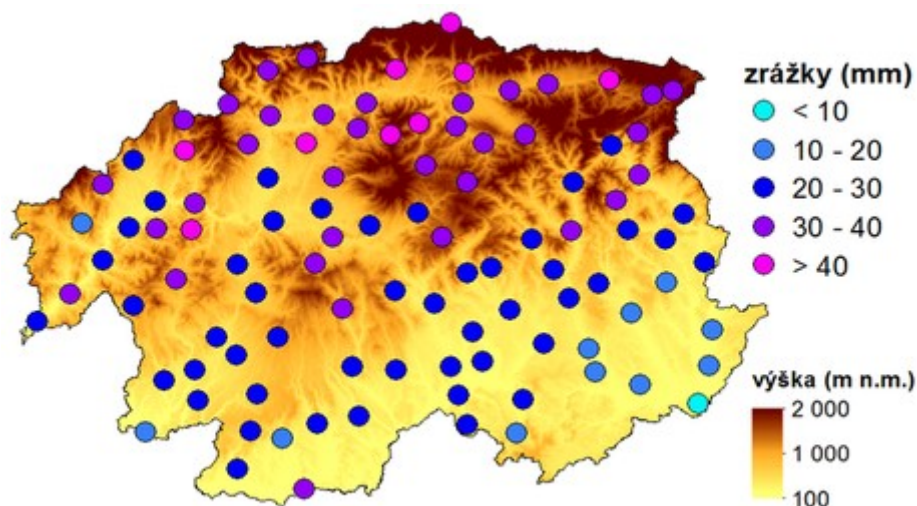
Počas západnej situácie 20. júla 2008 sú identifikovateľné dve rozsiahle oblasti úhrnom zrážok  $> 25$  mm. Jedna zaberá severnú až západnú polovicu kraja a druhá sa nachádza v západnej časti maďarského pohraničia (obr. 44). Východná polovica Juhoslovenskej kotliny a Revúcka vrchovina sú reprezentované nižšími zrážkovými úhrnmi, zväčša do 20 mm. V tejto oblasti bol vyčlenený región s úhrnom  $< 10$  mm, ktorý navyše pokrýva časť Cerovej vrchoviny a Bodviansku pahorkatinu. Počet použitých radarových pixlov je tak 8 238.

Priestorová distribúcia zrážok reanalýzy INCA súhlasí so staničnými meraniami aj napriek pomerne výraznému plošnému gradientu zrážok na juhovýchodnom podhorí Slovenského rudohoria. Podľa obr. 45 sú zrážky na východe Juhoslovenskej kotliny o desatiny mm alebo pár mm nižšie ako na zrážkomerných staniaciach (Vlkyňa 8,7 mm; Lenartovce 10,4 mm; Číž 10,8 mm). Maximálne úhrny do 51 mm sú kladené do okolia Nízkych Tatier, čo odpovedá staniciam Chopok (54,7 mm), Pohorelá (47,5 mm) a Horná Ves (44,9 mm). Rovnako vysoké úhrny vystupujú v Ipeľskej kotline, kde sú najbližšou stanicou Slovenské Ďarmoty (33,4 mm) a rozdiely okolo 10 mm sú pozorovateľné aj v Lučeneckej kotline. Priestorové rozloženie zrážok vizuálne nepreukazuje nadväznosť odlišnej intenzity na horské alebo nižšie položené oblasti, vynímajúc Rimavskú kotlinu na juhovýchode kraja.



**Obr. 44** Zrážková reanalýza INCA 20. 07. 2008 (úhrn zrážok do 06:00 UTC nasledujúceho dňa).

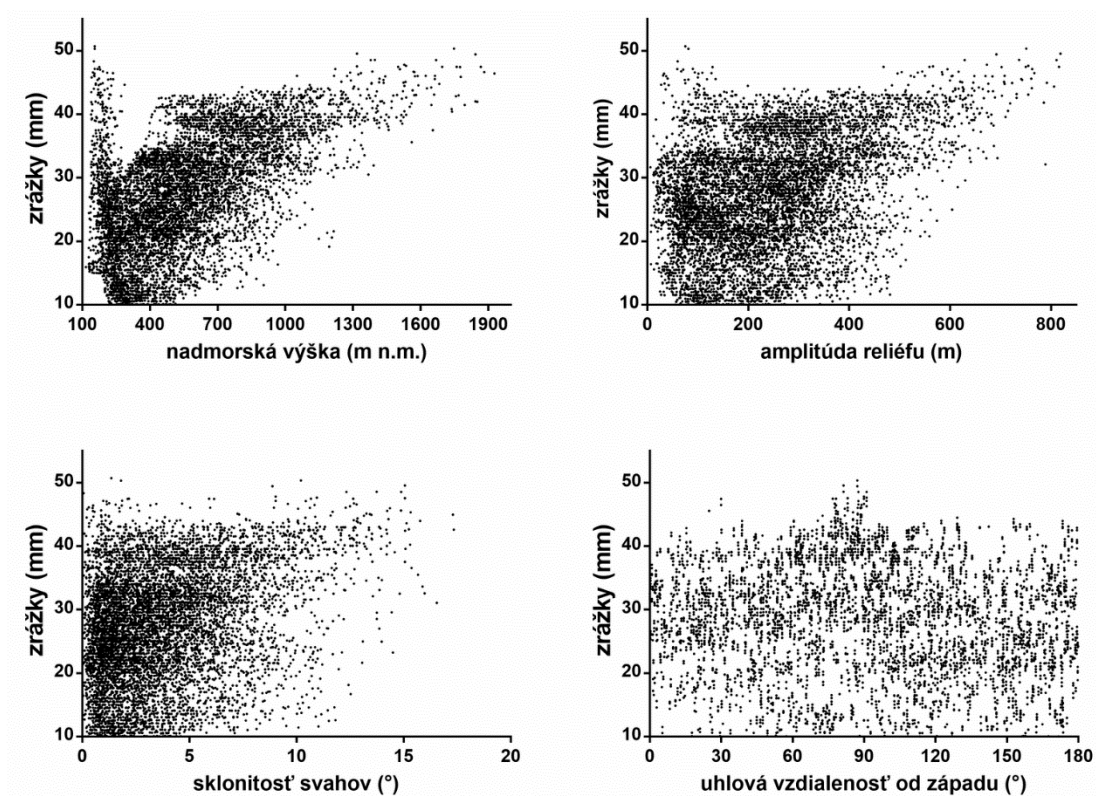




**Obr. 45** Zrážkomerné stanice 20. 07. 2008 (úhrn zrážok do 06:00 UTC nasledujúceho dňa).

Ako už bolo vyššie spomenuté, vyššie úhrny zrážok sa primárne nesústredia do pohorí, aj keď sa koncentrujú v ich blízkosti. Existencia oblastí nižších úhrnov v Juhoslovenskej kotline a sčasti vo vyššie položených kotlinách tak udržiavajú relatívne vysoký korelačný koeficient 0,55 na stredne silnej závislosti zrážok na nadmorskej výške. Na obr. 46 sa na začiatku osy x zreteľne ukazuje pásmo vyšších zrážok v Juhoslovenskej kotline s hodnotami vyše 50 mm a najmenší rozdiel extrémnych hodnôt je okrem najvyšších polôh dosiahnutý vo výškach 250 až 350 m n.m., čo zodpovedá vnútrohorským kotlinám. Smerom do vyšších polôh je pomerne strmo ukľonená poloha spodných hodnôt (obr. 46). Sila závislosti klesá pri prahovej hodnote 30 mm na 0,39 (3 438 radarových pixlov), resp. 0,26 pri staničných meraniach. Rozloženie zrážok vypovedá pri základnej prahovej hodnote o silnom vzťahu so všetkými výškovými charakteristikami staničných meraní s koeficientami nad 0,7, okrem rozdielu výšky na stanici a západného kvadrantu (tab. 9). Spomenuté skutočnosti dokumentuje obr. 47, na ktorom súčasne vidieť, že v polohách od 1 100 m n.m. je výskyt úhrnov pod 30 mm lokálnou záležitosťou a vo vysokohorských polohách zrážky neklesajú pod 35 mm. Medián zrážok aj tým pádom systematicky stúpa z 22 mm v prvej triede po 43 mm v najvyššej triede.

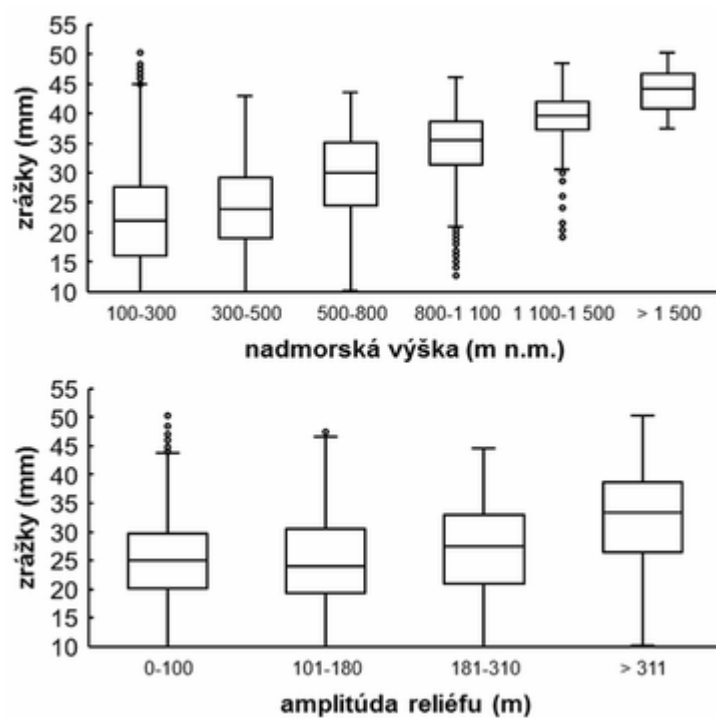
Zrážky sú vo vzťahu s výškovou členitosťou reliéfu menej usporiadané s koeficientom 0,35 a 0,28 (> 30 mm). Závislosť 0,59 vychádza pri staničných meraniach, ale pri vysokých úhrnoch sa stráca. Rastúci trend spodnej polohy zrážok je strmo ukľonený od amplitúdy približne 480 m (obr. 46). Na obr. 47 rozdiel extrémnych hodnôt najvyššej triedy nevyniká, keďže zahŕňa aj podhorské oblasti. Najslabšie zrážky sa vyskytli pri širokom spektre výškovej členitosti s tým, že amplitúdy nad 500 m sú záležitosťou najvyšších pohorí, v ktorých sa zrážky pod 20 mm vôbec nevyskytujú.



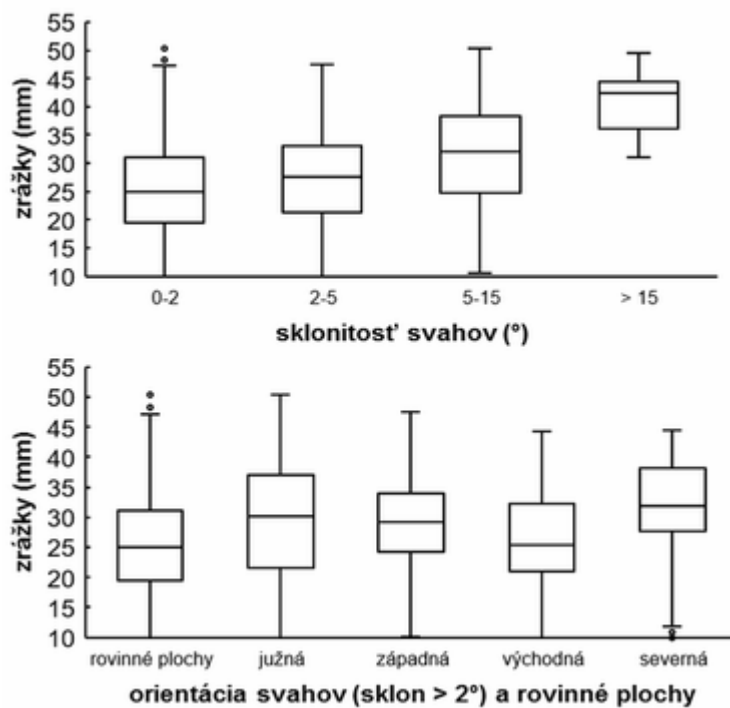
**Obr. 46** Závislosť zrážok v radarových pixloch na nadmorskej výške, amplitúde reliéfu, sklonitosti svahov a uhlovej vzdialenosti od západného prúdenia dňa 20. 07. 2008.

Výskyt zrážok v závislosti na sklonitosti svahov vykazuje len slabú závislosť skoro zhodnú pri obidvoch prahových hodnotách, 0,28 a 0,24. Takmer silná závislosť je dosiahnutá pri staniciach, nakoľko podľa obr. 45 sú najvyššie zrážky lokalizované v miestach so strmo skloneným terénom. Pri vyššom úhrne je závislosť nevýznamná. Na obr. 48 sa rozdiel extrémnych hodnôt zrážok po svahy so sklonom do 15° mení len nepatrne, v poslednej triede so strmšími svahmi je rozdiel extrémnych hodnôt necelých 20 mm s minimom 30 mm, pričom tieto svahy sú umiestnené v najvyšších pohoriach a tým pádom má táto trieda vyššie položené miery polohy oproti zvyšným triedam.

V staničných meraniach je dosiahnutá slabá záporná závislosť -0,31 medzi zrážkami a orientáciou svahov, čiže zrážky na staniciach klesajú s rastúcou uhlovou vzdialenosťou (západných kvadrantov) od západu. Nevýznamné závislosti vychádzajú v radarových pixloch a situácia nie je priamo v ich bodoch natoľko jednoznačná (obr. 48). Najmenší rozdiel extrémnych hodnôt (33 mm) a najvyššie položený medián (32 mm) zrážok pozorujeme nad severnými svahmi, zatiaľ čo najväčší rozdiel extrémnych hodnôt (41 mm) majú južné svahy a najnižšie položený medián (25 mm) zhodne svahy východné a rovinné plochy.



**Obr. 47** Zrážky v radarových pixloch v termíne 20. 07. 2008 rozdelené do tried podľa nadmorskej výšky a amplitúdy reliéfu.

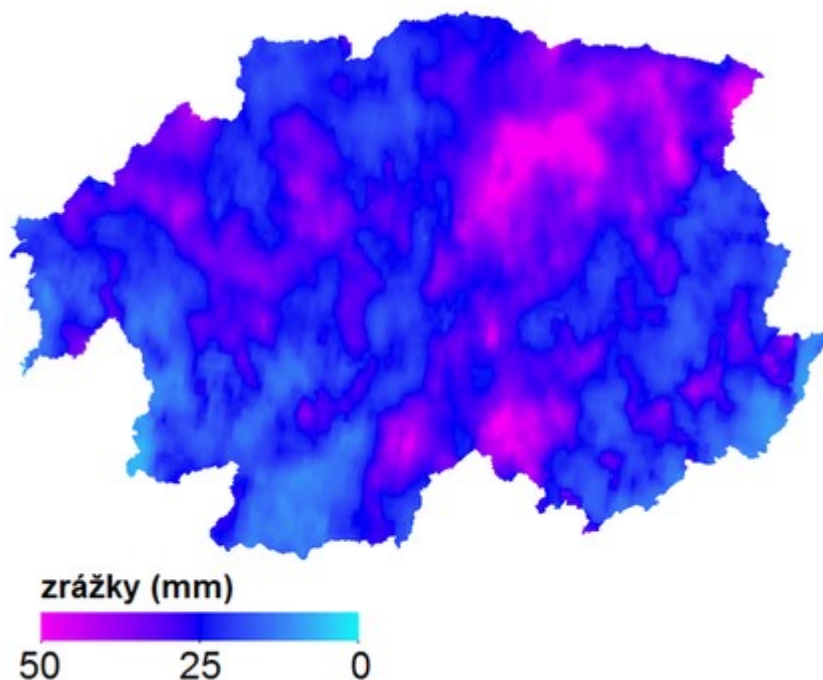


**Obr. 48** Zrážky v radarových pixloch v termíne 20. 07. 2008 rozdelené do tried podľa sklonitosti svahov a orientácií terénu.



## 6.4 Termín 29. 06. 2014

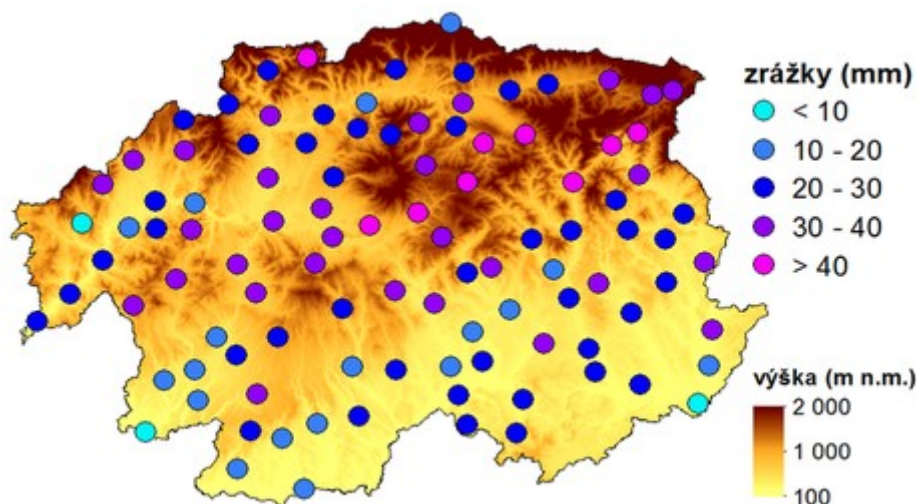
Západné prúdenie 29. júna 2014 prináša do Banskobystrického kraja najheterogénnejšie zrážkové pole zo všetkých termínov. Celé územie bolo z časového hľadiska zasiahnuté porovnateľnou intenzitou pásiem konvektívnej zrážkovej oblačnosti a preto sme nevytýčili žiadnu základnú prahovú hodnotu. Na obr. 49 je vidieť majoritnú oblasť zvýšený zrážok nad 40 mm tiahnucu sa od maďarského pohraničia ponad Juhoslovenskú kotlinu a západnú časť Slovenského rudohoria až po Horehronské podolie, čo do značnej miery súhlasí so staničnými meraniami (obr. 50). Vo Veporských vrchoch sú odhadnuté absolútne najvyššie zrážky 56 mm, čím sa jedná o 4 mm nižšiu hodnotu ako je celodenná suma v Lome nad Rimavicou (60,9 mm). Veľa zrážok spadlo aj v Muráni-Veľkej Lúke (52,9 mm) a v Detve (49 mm). Regiónu na rozmedzí Lučeneckej kotliny a Cerovej vrchoviny model odhadol taktiež sumy nad 40 mm, pričom v blízkych Lipovanoch spadlo 27,1 mm a v Rapovciach len 21,8 mm.



**Obr. 49** Zrážková reanalýza INCA 29. 06. 2014 (úhrn zrážok do 06:00 UTC nasledujúceho dňa).

Absolútne minimá sú aj v tomto prípade sústredné v najnižších polohách Juhoslovenskej kotliny a Podunajskej pahorkatiny (Vlkyňa 6,6 mm; Dudince 8,2 mm; Hrabičov vo Vtáčniku 9,2 mm). INCA v okolí Dudiniec odhadla minimum 5 mm. Napriek významným celoplošným zrážkam sa lokality s vyšším ako 30 mm úhrnom nachádzajú výlučne v niekoľkých oblastiach, ktoré dokopy pokrýva 1 402 radarových pixlov. Zrážkové úhrny od 25 do 30 mm sa vyskytli na väčšine územia, nevynímajúc všetky

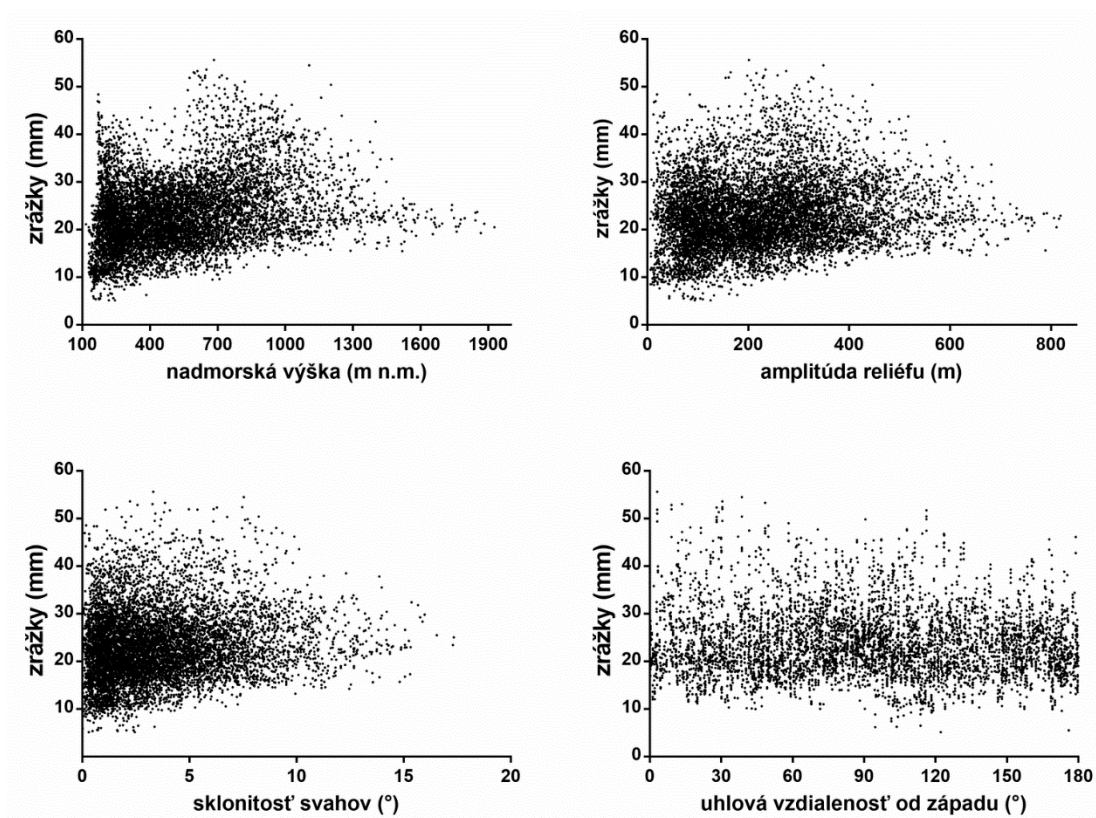
kotliny alebo Nízke Tatry. Úhrn < 25 mm je vo vyšších pohoriach pozorovaný napríklad v Kremnických vrchoch, Vtáčniku, Starohorských vrchoch, ale aj Veľkej Fatre.



**Obr. 50** Zrážkomerné stanice 29. 06. 2014 (úhrn zrážok do 06:00 UTC nasledujúceho dňa).

Skutočnosť pomaly chaotickej priestorovej distribúcie zrážok odzrkadľuje slabý korelačný koeficient 0,28 pre vzťah zrážok a nadmorskej výšky. S prahovou hodnotou 30 mm koeficient klesá na veľmi slabú závislosť, naproti čomu staničné merania ostávajú pri stredne silnej závislosti z pôvodných 0,48 na 0,41, no štatisticky nevýznamných. Zrážky majú cez všetky výškové stupne rozdiel extrémnych hodnôt na úrovni približne 35 mm, kdežto vo vysokohorských polohách spadlo len od 17 do 31 mm a miery polohy zrážok sú tak oproti ostatným triedam najnižšie (obr. 52). Najväčší rozdiel extrémnych hodnôt majú najnižšie polohy a spodná hranica zrážok sa so stúpajúcou výškou zvyšuje (obr. 51). Medián je pomedzi triedy vcelku vyrovnaný s vyčnievaním triedy 800-1 100 m n.m. Najvyšší koeficient je vo vzťahu minimálnej nadmorskej výšky v západných kvadrantoch staníc a ich meraní (0,51). Zrážky na staniciach nemajú ani v tomto termíne žiadny vzťah k tomu či nadmorská výška proti smeru prúdenia stúpa alebo klesá oproti staničnej hodnote (tab. 9).

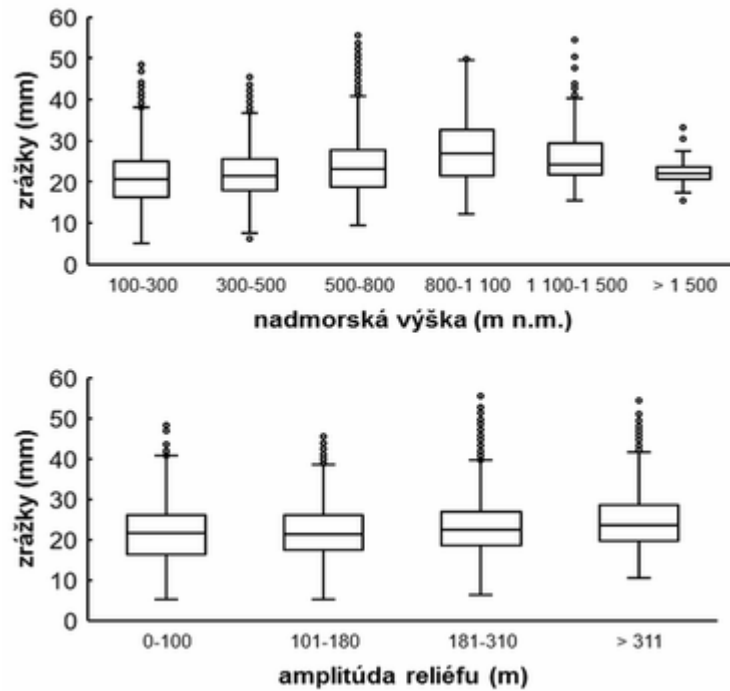
V prípade relatívnej výšky georeliéfu nastáva pri jej zvyšovaní od 200 m nárast spodnej hranice zrážok, aj keď priebeh je o niečo viac vyrovnaný a vo veľmi členitom teréne s amplitúdou takmer 800 m vystupuje nízka hodnota 17 mm v nadmorskej výške 1 550 m n.m. (obr. 51). V amplitúdach pod 400 m sú zrážky zasadené okolo hodnoty 21 mm a s rastúcou amplitúdou sa tento jav zdanlivo nemení. Koeficient v radarových pixloch je veľmi slabý a nad 30 mm mizne. Staničné merania v tomto prípade naznačujú o niečo silnejšiu závislosť, ale slabú a nad 30 mm štatisticky nevýznamnú (tab. 9). Všetky miery polohy tried sú pomerne vyrovnané. Väčší rozdiel je až pri maximálnych hodnotách mimo vnútorného súboru s najvyššími zrážkami v tretej a najnižšími v druhej triede.



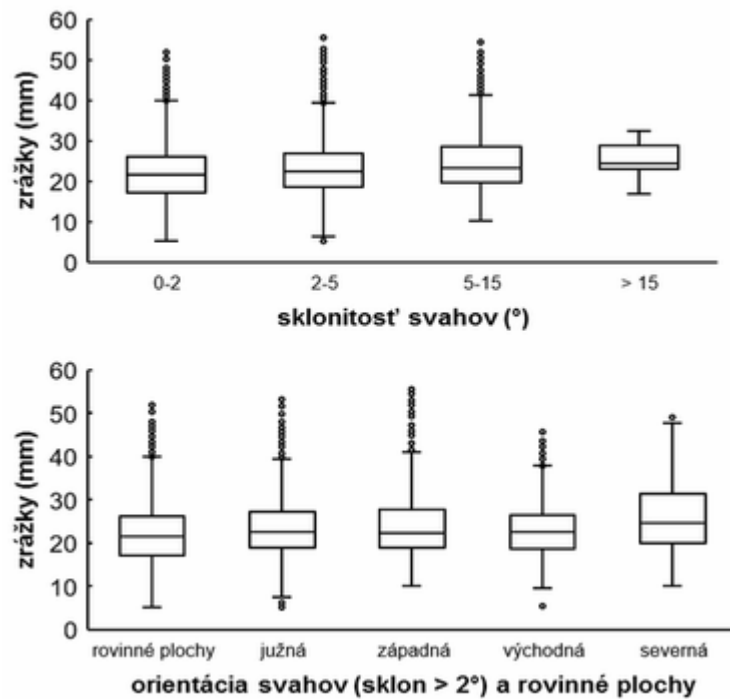
**Obr. 51** Závislosť zrážok v radarových pixloch na nadmorskej výške, amplitúde reliéfu, sklonitosti svahov a uhlovej vzdialenosti od západného prúdenia dňa 29. 06. 2014.

Nakoľko strmé svahy lemujú najmä vysoké horské polohy, závislosť množstva zrážok od ich stupňovitosti nadobúda len veľmi slabú hodnotu 0,15 v radarových pixloch a slabých 0,35 pre staničné merania (tab. 9). Tu je korelácia podobná s relatívnou výškovou členitosťou, s ktorou pozícia strmých svahov do určitej miery súvisí. Z obr. 51 a 53 vyplýva, že silné zrážky zasiahli rovinné plochy až svahy so sklonom do  $10^\circ$  a na strmších svahoch klesá maximálny úhrn na 31 mm, kvartily a medián sa oproti svahom s menším sklonom zvyšujú len nepatrne.

Vyrovnané rozloženie najpočetnejšieho množstva spadnutých zrážok sa zachováva aj v prípade orientácie svahov. Vzťah zrážok na expozícií terénu je veľmi slabý v oboch prípadoch pozorovania (tab. 9). Najväčší rozdiel extrémnych hodnôt zrážok sa vyskytuje v severovýchodnom a juhovýchodnom segment (obr. 51). Najvyššie spodné hodnoty rozdelenia zrážok majú západné svahy, aj keď nepríliš vyššie od druhých tried. Absolútne maximá zrážok spadli na západných svahoch, no jedná sa o lokálne body a južné svahy s rovinnými plochami zaznamenali taktiež úhrny nad 50 mm (obr. 53).



**Obr. 52** Zrážky v radarových pixloch v termíne 29. 06. 2014 rozdelené do tried podľa nadmorskej výšky a amplitúdy reliéfu.

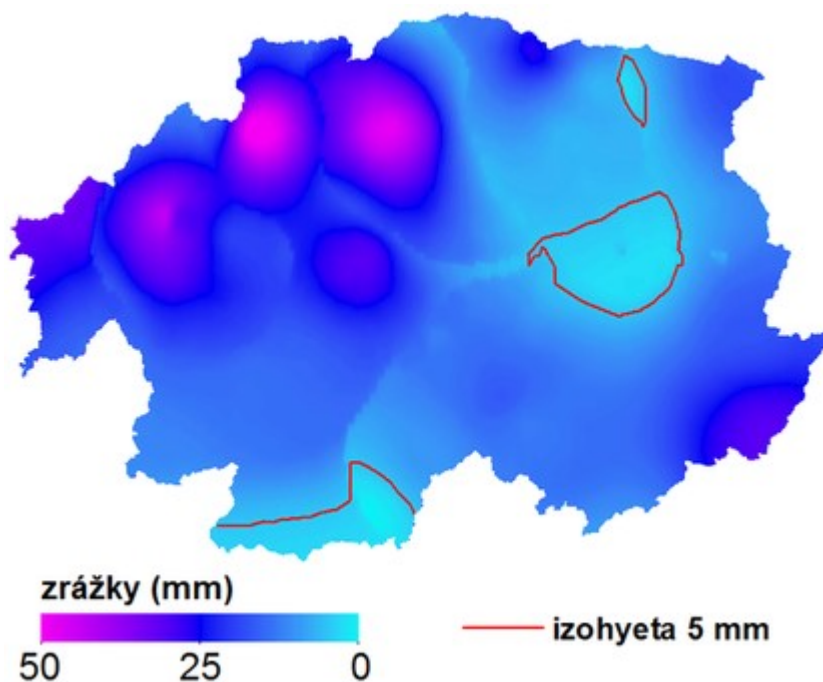


**Obr. 53** Zrážky v radarových pixloch v termíne 29. 06. 2014 rozdelené do tried podľa sklonitosti svahov a orientácií terénu.

## 6.5 Termín 23. 06. 2009

Prvá udalosť s východným prúdením, 23. jún 2009, ako jediný z termínov prejavuje známky chybovosti reanalýzy INCA (obr. 54). Modelová situácia síce uspokojuivo kopíruje distribúciu zrážok nad krajom, zrážkovo extrémne oblasti sú však ostro ohraničené a miestami dochádza k výrazným nepresnostiam. Napriek všetkému, tento termín je nenahradiateľným príkladom východného prúdenia. Pri snahe vychádzať najmä zo staničných meraní je v tomto prípade možné vplyv orografie v konečnom dôsledku signifikantne vyjadriť aj bez korektnej reanalýzy.

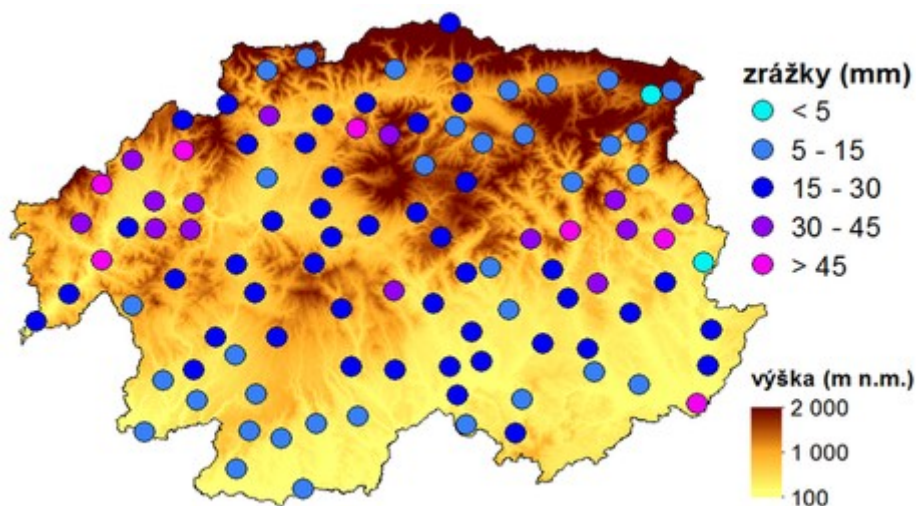
Štruktúra poľa INCA vykazuje niekoľko oblastí zrážkových extrémov, ktoré sú pozične dobre odhadnuté, ale s nepravdepodobnou tvárnosťou. Najvyššie zrážky 55 mm sú na rozmedzí Kremnických vrchov a Zvolenskej kotliny, kde dochádza k podhodnoteniu o 8 mm (Kameňany 63,3 mm; Králiky 62,4 mm; Badín 52,5 mm). Vysokými úhrnmi je správne pokrytá Žiarska kotlina, Vtáčnik, Poľana a krajný JV kraja. K podhodnoteniu zrážok o 40 mm došlo podľa obr. 55 v Stolických vrchoch a Revúckej vrchovine (Hnúšťa 47,8 mm). Paradoxne tu je vymedzená jedna z troch oblastí s úhrnom < 5 mm. V Hľpianskom podolí a Ipeľskej kotline sú malé úhrny situované správne, opäť však s nereálnym vyobrazením. Absolútne minimá pritom hlásili stanice Šumiac (4 mm), Licince (4,6 mm) a Polomka (6,4 mm). Plocha so zrážkami 5 až 30 mm je podľa staníc rozsiahla a s rastúcou tendenciou k centráram vysokých úhrnov, čo reanalýza zachytáva. Nad hodnotou 5 mm leží 8 778 radarových pixlov.



**Obr. 54** Problémová zrážková reanalýza INCA 23. 06. 2009 (úhrn zrážok do 06:00 UTC nasledujúceho dňa).

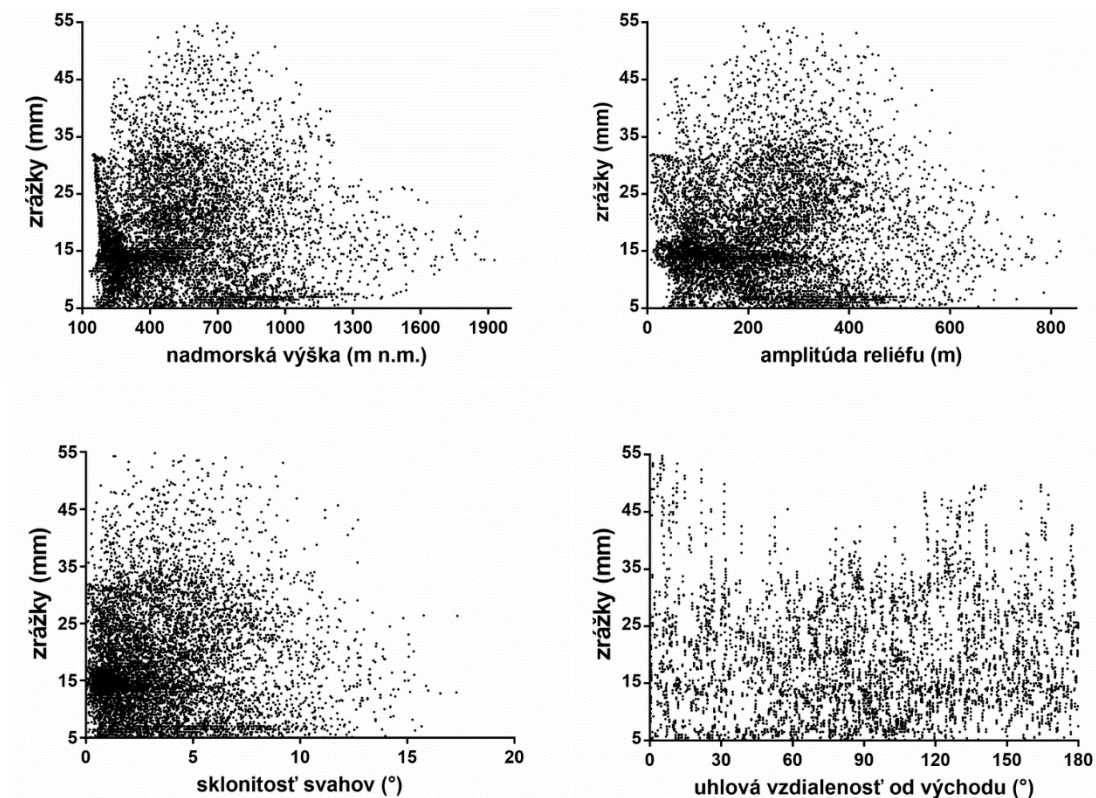


Staničná sieť na obr. 55 precízne zastupuje rozloženie zrážok v jednotlivých výškových stupňoch. Na základe vizuálneho zhodnotenia možno predpokladať nevýraznú závislosť zrážok na nadmorskej výške, čo jednoznačne dokazuje korelačný koeficient-0,02. Veľmi slabá závislosť je v bodoch radarových pixlov a nad hodnotou 30 mm (1 038 rad. pixlov) stúpa len o deväť desatín. Zhodne je tomu aj pri stanicich, ale tu je závislosť naopak záporná a štatisticky nevýznamná. Tento opačný trend absentuje v pixloch pravdepodobne kvôli chýbajúcej oblasti intenzívnych zrážok v reanalýze nad podhorím Slovenského rudohoria a v Juhoslovenskej kotline. Obr. 56 by sa za jej prítomnosti značne modifikoval vo výškach pod 500 m n.m., kde by pribudli početné hodnoty presahujúce 45 mm. Veľmi slabú závislosť majú zrážky aj v prípade zvyšných výškových charakteristík v tab. 9. Na obr. 57 sú závažne deformované prvé dve triedy nadmorských výšok, kde chýbajú vysoké úhrny vo východnej polovici kraja. Vyčítať sa dá strmo klesajúci rozdiel extrémnych hodnôt od triedy 800-1 100 m n.m., ktorý by existoval aj v prípade nepodcenených zrážok reanalýzy, ale pokles by bol zo začiatku o niečo miernejší a vo vysokohorských polohách nárazový. Tu sa totiž nevyskytli zrážky > 25 mm (Chopok 15,7 mm).



**Obr. 55** Zrážkomerné stanice 23. 06. 2009 (úhrn zrážok do 06:00 UTC nasledujúceho dňa).

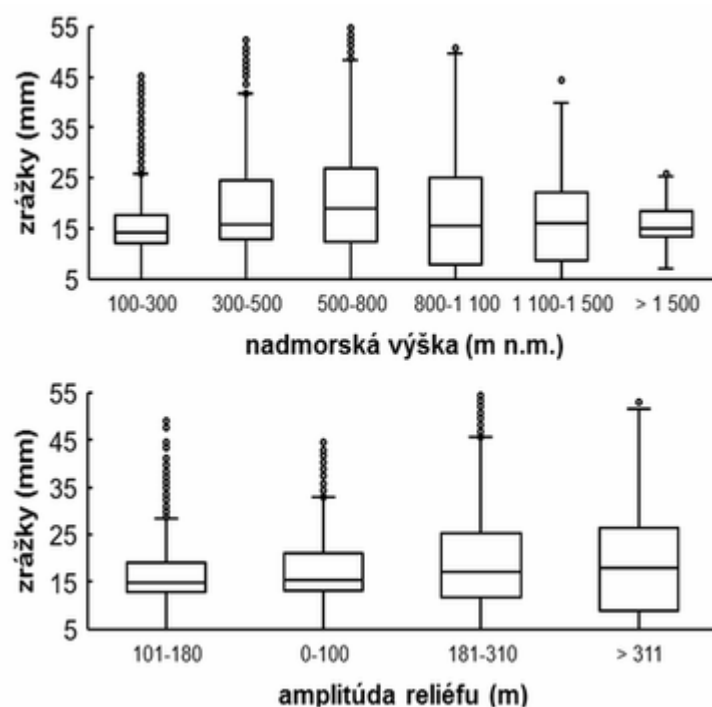
Deficit vysokých úhrnov v nižších nadmorských výškach sa prejavuje aj vo vzťahu s výškovou členitosťou reliéfu, kedy by na obr. 56 pribudli vysoké úhrny práve medzi 100 až 200 m výškovej amplitúdy. Tak ako dokazuje aj obr. 57, medián pre všetky kategórie je v podstate rovnaký a horná miera rozptylu rastie s amplitúdou poskromne a nižšie triedy majú o pár mm vyššie položený dolný kvartil, čo by sa nemienilo. Celú situáciu dostatočne zastupujú korelačné koeficienty, ktoré sú veľmi slabé pre všetky štyri súbory zrážok (tab. 9).



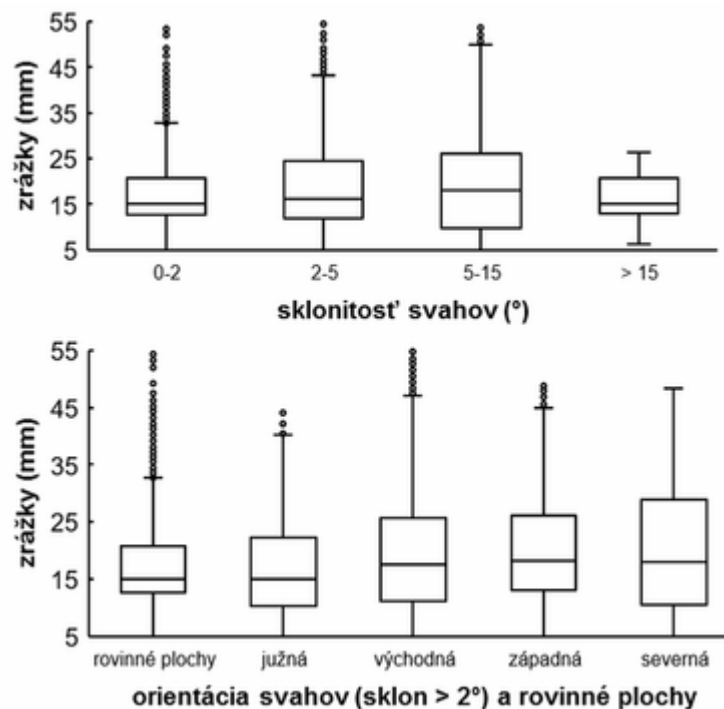
**Obr. 56** Závislosť zrážok v radarových pixloch na nadmorskej výške, amplitúde reliéfu, sklonitosti svahov a uhlovej vzdialenosti od východného prúdenia dňa 23. 06. 2009.

Z tab. 9 nemenne aj vo vzťahu zrážok a sklonitosti terénu plyní záver absolútnej neviazanosti distribúcie zrážok na strmosť svahov (obr. 56). Najvyššie úhrny sú koncentrované v prevažne málo sklonitom reliéfe vo vnútri a v okolí Žiarskej, Zvolenskej a Juhoslovenskej kotliny. Celkový rozdiel extrémnych hodnôt zrážok sa neobmieňa medzi triedami so sklonom  $< 15^\circ$  a svojský ráz má posledná trieda s rozdielom extrémnych hodnôt bezmála na úrovni kvartilov nižších tried (obr. 58). Medián u všetkých svahov kolíše okolo 15 mm a najviac sú podľa tejto hodnoty koncentrované body nad rovinnými plochami.

Orientácia svahov sa nijako neodlišuje od predošlých morfometrických charakteristík a predstavuje veľmi slabý prediktor pri plošnom rozložení konvektívnych zrážok v danom termíne s korelačnými koeficientami okolo 0 (tab. 9). Na východných svahoch spadlo najviac zrážok s najväčším rozdielom extrémnych hodnôt a najmenšie úhrny prevažne do 35 mm sú zaznamenané medzi vzdialenosťou  $60^\circ$  až  $120^\circ$  od východu (obr. 56). Veľký rozdiel extrémnych hodnôt zrážok majú rovinné plochy, ale ako obvykle pri vyšších úhrnoch ide o ojedinelé pixle. Najväčšiu medzikvartilovú odchýlku 20 mm majú severné svahy (obr. 58).



**Obr. 57** Zrážky v radarových pixloch v termíne 23. 06. 2009 rozdelené do tried podľa nadmorskej výšky a amplitúdy reliéfu.

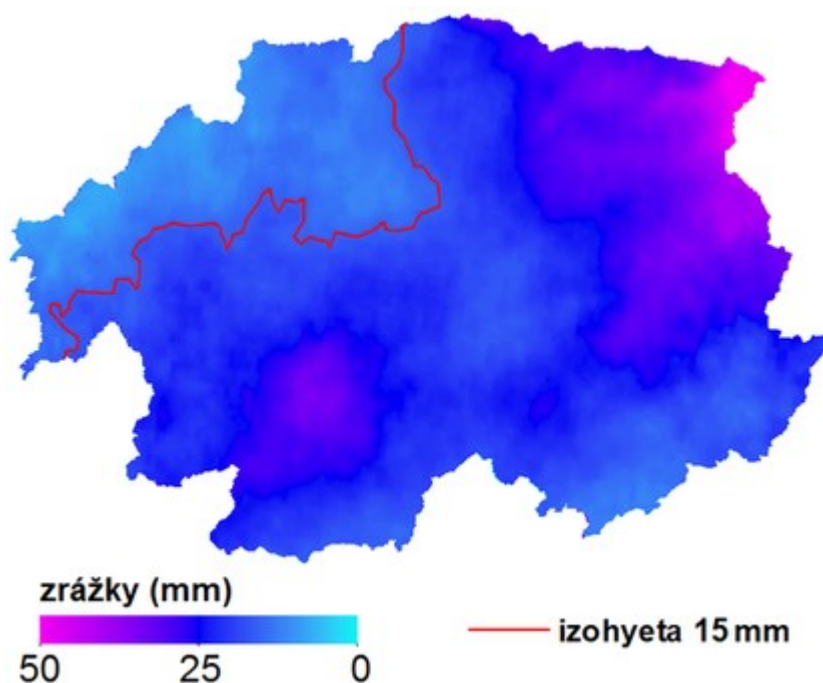


**Obr. 58** Zrážky v radarových pixloch v termíne 23. 06. 2009 rozdelené do tried podľa sklonitosti svahov a orientácií terénu.

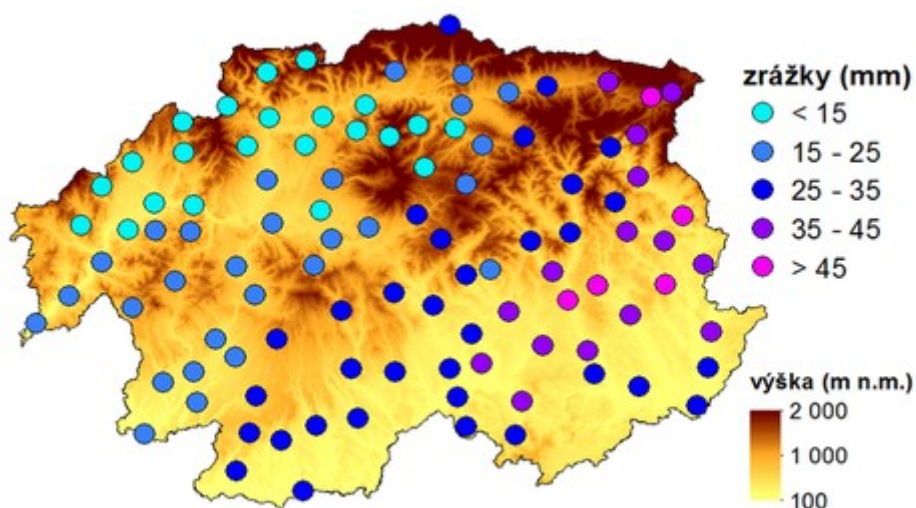


## 6.6 Termín 03. 06. 2010

Vo východnom prúdeň prichádza dňa 03. júna 2010 najdlhšie trvajúca zrážková udalosť v našom výbere. Zmes stratiformných zrážok s vnorenou konvekciou spôsobila najvýdatnejšie zrážky na krajnom východe územia. Podľa reanalýzy INCA (obr. 59) sa úhrny nad 30 mm vyskytli v celistvej oblasti zahŕňajúcej východné časti Slovenského rudohoria, Horehronského podolia, Nízkyh Tatier a sever Rimavskej kotliny. Druhá zrážkovo výdatnejšia oblasť s 25 až 30 mm je situovaná takmer výlučne nad Krupinskú planinu na JZ kraja. Zvyšok územia sa zmesťil do intervalu 5 až 25 mm. Na SZ kraja sme 15 mm izohyetov vyčlenili oblasť, ktorá bola postupom zrážkového pásma zasiahnutá v najmensej miere. Pod prahovou hodnotou 15 mm hlásil najnižší úhrn Prochot vo Vtáčniku (4,7 mm). Z ďalších geomorfologických celkov to boli Banská Bystrica vo Zvolenskej kotline a chata pod Hrbom v hlavnom chrbte Poľany zhodne po 9,8 mm zrážok. Minimum zrážok v zrážkovom poli INCA je zasadených práve do Vtáčnika s hodnotou 7 mm. Nad prahovou hodnotou 15 mm leží 7 025 a nad 30 mm len 285 radarových pixlov. Najvyšší úhrn je pritom odhadnutý na úplnom SV v Spišsko-gemerskom krase s hodnotou 50 mm, kde stanica v Šumiaci zaznamenala 50,1 mm. Výdatne pršalo aj v Revúckej vrchovine (Lukovišťia 50,1 mm a Skerešovo 47 mm), kde hodnoty INCA neprekračujú 35 mm. Podľa staničných meraní slabo presahuje 30 mm niekoľko staníc v Lučeneckej a Rimavskej kotline (obr. 60).



**Obr. 59** Zrážková reanalýza INCA 03. 06. 2010 (úhrn zrážok do 06:00 UTC nasledujúceho dňa).



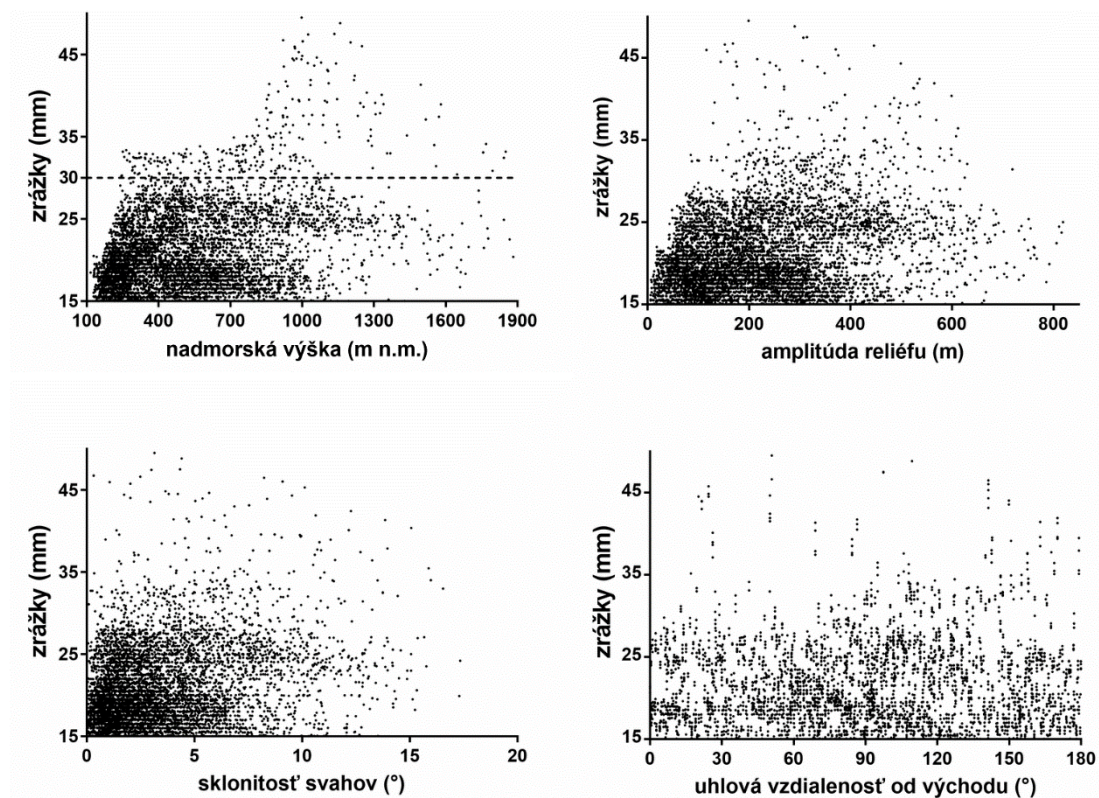
**Obr. 60** Zrážkomerné stanice 03. 06. 2010 (úhrn zrážok do 06:00 UTC nasledujúceho dňa).

Rozdelenie zrážok v priestore je zreteľne naviazané na zemepisnú dĺžku, eventuálne zemepisnú šírku, a preto vo vzťahu zrážok a nadmorskej výšky vychádzajú slabé korelačné koeficienty (tab. 9). Pomaly silná závislosť (0,56) je dosiahnutá v radarových pixloch a pri prahovej hodnote 30 mm. Pravdepodobne reálnejší pohľad predstavuje korelácia staničných meraní, ktorá síce stúpa o porovnateľnú hodnotu, avšak zostáva na slabej závislosti. Dôvodom je reanalýzou čiastočné podcenenie zrážok v Juhoslovenskej kotline, kde nižšie položeným pixlom chýbajú vyššie úhrny. Situáciu vystihuje obr. 61, na ktorom je vyznačená hodnota 30 mm. Po zahrnutí oblastí s nadmorskou výškou pod 200 m n.m. so zrážkami > 30 mm možno predpokladať vyrovnanie rozdelenia a zníženie sily korelácie. Postupom do vyšších výšok sa úhrny rozchádzajú a vidieť, že v tomto prípade neexistuje rastúci trend  $q_{25-3.IQR/2}$  (obr. 63).

Trieda 1 100-1 500 m n.m. síce obsahuje odľahlé extrémne zrážky, vnútorný súbor má rozdiel extrémnych hodnôt len 13 mm s pevne zasadeným mediánom v 24 mm, čo je zreteľné už od 900 m n.m. (obr. 61). Najväčší rozdiel extrémnych hodnôt majú nižšie horské oblasti, aj keď so započítaním vyšších úhrnov v polohách pod 800 m n.m. by sa rozdiel od nižších tried zmenšil. Rozdelenie zrážok vysokohorských polôh odzrkadľuje tvar Nízkych Tatier pretiahnutý od západu k východu. Korelácie charakteristík okolia staníc dosahujú slabú zápornú závislosť (tab. 9), ktorá s prahovou hodnotou 30 mm výrazne stúpa, ale len v prípade minimálnej nadmorskej výšky je štatisticky významná s koeficientom 0,45. V prípade rozdielu nadmorských výšok sa závislosť 0,33 nad 30 mm stráca (obr. 62).

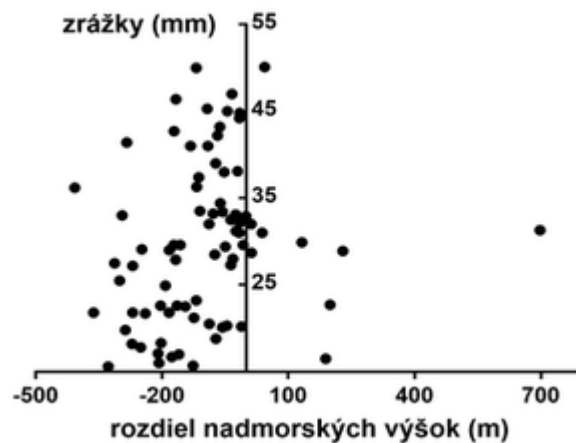
Prerozdelenie hodnôt zrážok podľa amplitúdy reliéfu vždy javí podobnosť s nadmorskou výškou a nie je tomu inak ani v tomto termíne (obr. 61). V málo členitom území chýbajú vysoké zrážky, ktorých sa tam skutočne nevyskytlo veľa, keďže región so staničnými úhrnmi > 35 mm leží bezmála celý v členitejšom teréne Revúckej a Cerovej vrchoviny, no je jasné, že zrážky nad 45 mm sú lokalizované už od amplitúdy

100 m a s rastúcou členitosťou maximálne úhrny klesajú. Tento fakt nie je poznateľný na obr. 63, na ktorom je rozdelenie do tried určené podľa podobného množstva radarových pixlov a najvyššie amplitúdy tu nie sú zastúpené samostatne. Roviny a pahorkatiny v prvej triede nemajú široké rozdelenie zrážok, ale ich medián (18 mm) a dolný kvartil sú bez 1 mm totožný s vyššími triedami. Posledná trieda má medián postavený o niečo vyššie, na hodnote 23 mm. Korelácia zrážok a relatívnej výšky dosahuje slabú závislosť 0,23, nad 30 mm ešte klesá a pri staniciach je trend opačný (tab. 9).



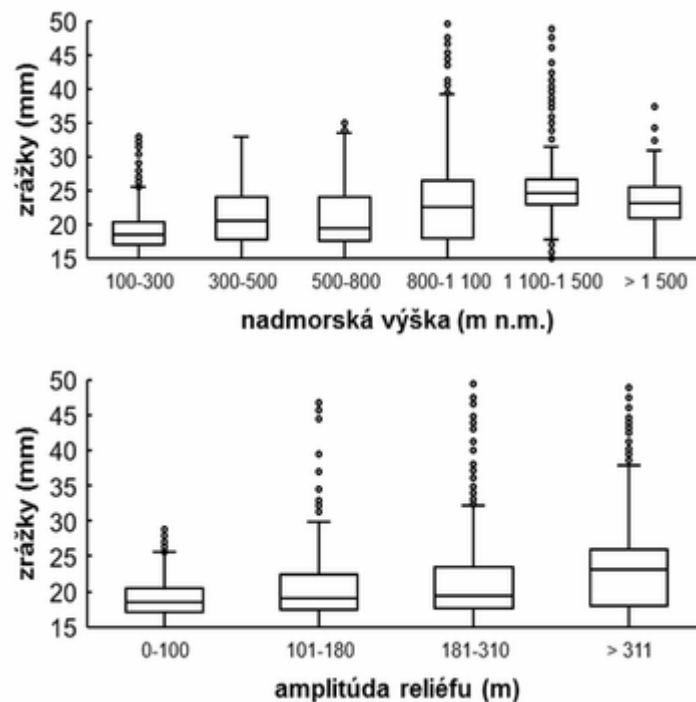
**Obr. 61** Závislosť zrážok v radarových pixloch na nadmorskej výške, amplitúde reliéfu, sklonitosti svahov a uhlovej vzdialenosti od východného prúdenia dňa 03. 06. 2010.

V tab. 9 badať, že odlišnosť korelácií v radarových pixloch a staniciach sa nemení ani v prípade svahovitosti reliéfu. Zrážky sú závislé na strmosti svahov v mieste ich výskytu len slabó (0,23) a na svahoch proti smeru východného prúdenia dokonca záporne (- 0,27), no nevýznamne. S prahovou hodnotou 30 mm pozičná závislosť klesá a pri staniciach sa prelína do slabej kladnej závislosti. Množstvo staníc je však veľmi malé aby išlo o výpovednú hodnotu. Zrážky > 40 mm spadli na svahoch so sklonom do 10°, od ktorého maximálny úhrn pozvoľna klesá (obr. 61). O niečo zreteľnejší je nárast mediánu so sklonitosťou podľa tried (obr. 64), od 18 mm pri rovinných plochách po 24 mm na nepočetných najstrmších svahoch. Stúpajúcu tendenciu so sklonitosťou má horný kvartil a  $q_{0,75}+3.IQR/2$ , zatiaľ čo absolútne maximá nad 45 mm sú v prvých dvoch triedach.

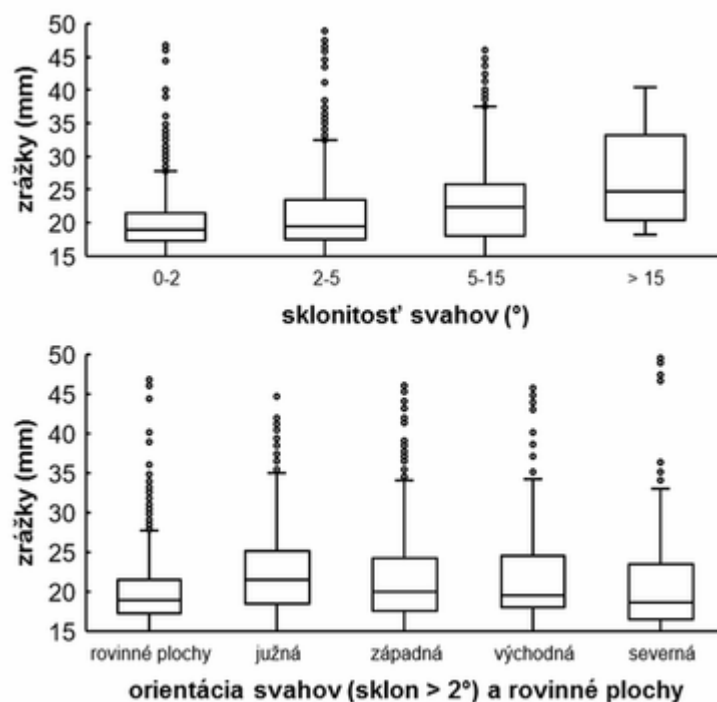


**Obr. 62** Závislosť úhrnov staničných meraní na rozdiel nadmorskej výšky stanice a východného kvadrantu okolia stanice 03. 06. 2010 (Spearmanov korelačný koeficient 0,33).

Štatisticky nevýznamné veľmi slabé alebo slabé korelácie sú dosiahnuté vo vzťahu zrážok a orientácie svahov (tab. 9). Obr. 61 značí, že zrážky > 35 mm sú bez svahov do 2° veľmi lokálnou záležitosťou rozdelenou nesystematicky cez celú ružicu orientácie ku svetovým stranám. Zhruba od uhlovej vzdialenosti 70° je náznak vnútorného nárastu zrážok, čoho dôkazom je na obr. 64 najvyššie položený medián (22 mm) a kvartily pre južnú orientáciu. Tá má zároveň najväčší rozdiel extrémnych vnútorných hodnôt, zatiaľ čo najnižšie miery polohy a rozptylu majú severné svahy. Pri absolútne najvyšších úhrnoch zjavne nezáležalo na svahovej orientácii, aj keď severné svahy majú vysoké hodnoty veľmi ojedinelé, a predsa najvyššie.



**Obr. 63** Zrážky v radarových pixloch v termíne 03. 06. 2010 rozdelené do tried podľa nadmorskej výšky a amplitúdy reliéfu.



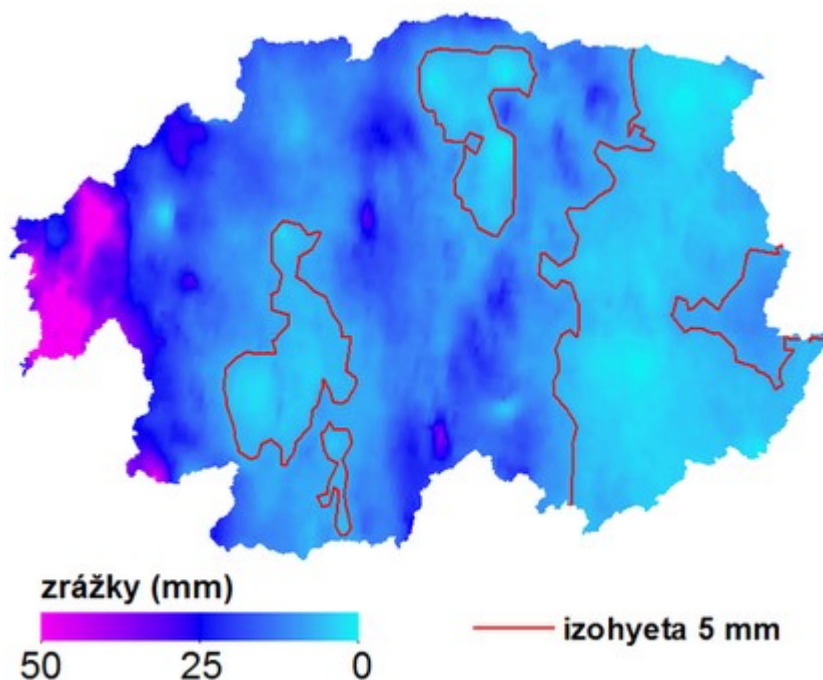
**Obr. 64** Zrážky v radarových pixloch v termíne 03. 06. 2010 rozdelené do tried podľa sklonitosti svahov a orientácii terénu.

## 6.7 Termín 30. 06. 2011

Konvektívne zrážkové udalosti v severnom prúde sa vyznačujú najmenšou intenzitou plošných zrážok. Navzdory tomu sa 30. júna 2011 vyskytli v Banskobystrickom kraji úhrny zrovnateľné s predchádzajúcimi termínmi. Pásмо najvýdatnejších zrážok, ktoré prinieslo úhrny presahujúce 50 mm, postupovalo západnou časťou Slovenska a do kraja zasahovalo len na jeho západnom okraji. Aj vďaka tomu tento termín veľmi dobre poukazuje na problematiku prvého vymedzenia študovaných oblastí len na základe fyzickogeografických pomerov. Pri pohľade na obr. 65 sa intenzita zrážok smerom na východ pozvoľna znižuje. Z tohto dôvodu sme stanovili základnú prahovú hodnotu 5 mm, ktorá obmedzila počet využiteľných radarových pixlov na 6 222, a je to najrozsiahlejšia redukcia v našich termínoch. Najplošnejšia oblasť s úhrnom < 5 mm sa ťahne od Kráľovohoľských Tatier cez Slovenské rudohorie a Juhoslovenskú kotlinu až k hraniciam s Maďarskom. Reanalýza INCA práve v tejto oblasti ukazuje najnižšie, takmer nemerateľné množstvo zrážok. Potvrdzujú to aj stanice Jesenské (0,4 mm) a Bottovo (1,3 mm). Podľa obr. 66 málo zrážok spadlo taktiež v Ipeľskej kotline (Vinica 1,3 mm), Zvolenskej kotline (Zvolen 3,2 mm), Žiarskej kotline (Janova Lehota 4 mm), ale aj v Štiavnických a Stolických vrchoch (Krupina a Ratkovské Bystré po 4,8 mm).

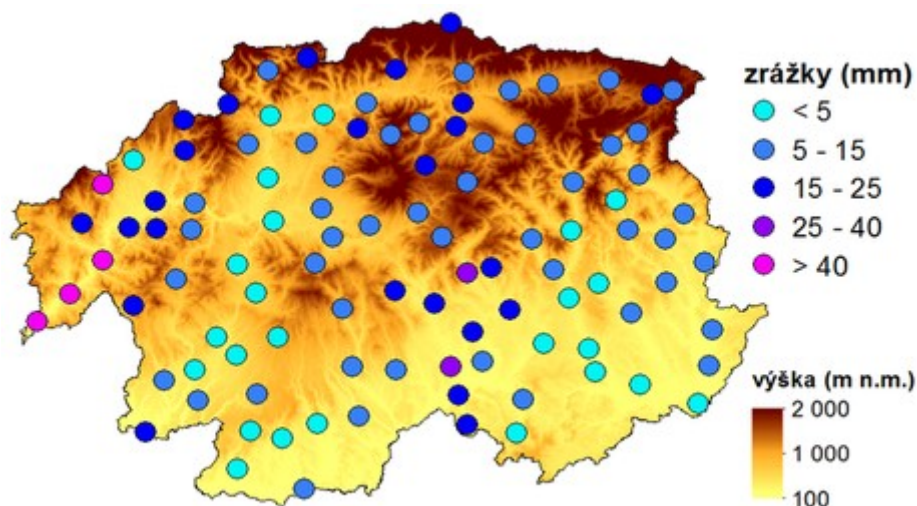


K podceneniu zrážok došlo v centre kraja a INCA v Horehronskom podolí a Veporských vrchoch vykresľuje oblasť pod 5 mm, pričom okolité stanice hlásili od 5 do 25 mm. Podhodnotené zrážky sú aj v Hľpianskom podolí a časti Muránskej planiny so Stolickými vrchmi. K nadhodnoteniu došlo v Ipeľskej a na severe Zvolenskej kotliny. Zvyšné územie s úhrnom pod 5 mm je charakterizované JJV postupom zrážkových ciel, ktoré mali značnú premenlivosť, pričom vznikali a zanikali zväčša práve tu. Úhrn nad 25 mm možno pozorovať len v JZ časti Slovenského rudohoria, v Lučeneckej kotline, v Poľane a dominantne potom na západe Slovenského stredohoria. Absolútne maximá zrážok zaznamenala stanice Hronský Beňadik (53 mm), Kľak (49,5 mm), Žarnovica (42,7 mm), ktoré v reanalýze pokrývajú obdobné hodnoty 40 až 53 mm.



**Obr. 65** Zrážková reanalýza INCA 30. 06. 2011 (úhrn zrážok do 06:00 UTC nasledujúceho dňa).

Už len z vyššie spomenutého možno vyvodit' predpoklad slabej nadväznosti zrážok na nadmorskú výšku, čo dosvedčuje neexistujúca závislosť podľa korelačnej analýzy (tab. 9). Potvrďuje to obr. 67, na ktorom vidieť koncentráciu všetkých radarových pixlov s úhrnom > 16 mm pod 1 000 m n.m., odhliadnuc od pár výnimiek nad Poľanou. V polohách nad 1 300 m n.m. sú zrážky jednoznačne limitované do 16 mm s maximom 15,8 mm v najvyššej časti N. Tatier (Chopok 24,3 mm). Rovnako to dokumentuje veľmi malý rozdiel extrémnych hodnôt zrážok posledných dvoch-troch výškových tried na obr. 68. Triedy horských polôh majú nižšie položený medián ako aj celé rozdelenie oproti nižším výškam. Zrážky > 23 mm sú pre jednotlivé triedy lokálnou záležitosťou. Maximum zrážok je situované neďaleko Kľaku s výškou 782 m n.m. Zo staničných meraní bol úhrn > 50 mm nameraný v prielomovej doline rieky Hron pod 200 m n.m.

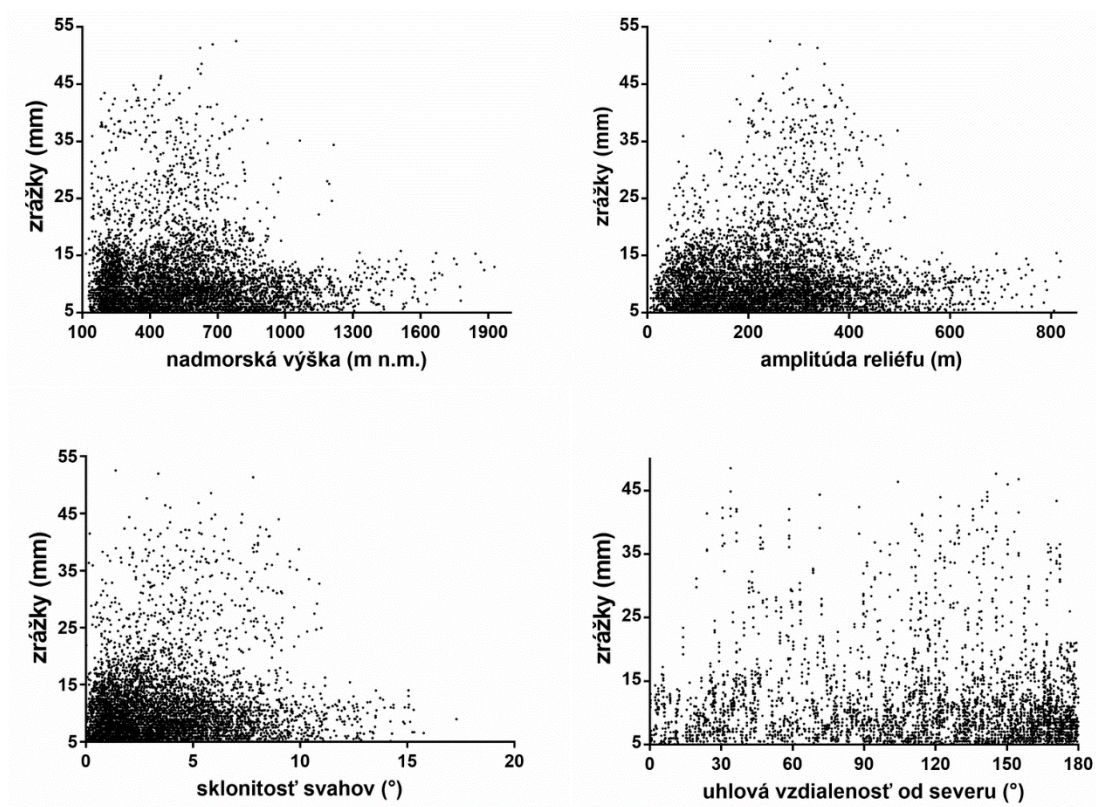


**Obr. 66** Zrážkomerné stanice 30. 06. 2011 (úhrn zrážok do 06:00 UTC nasledujúceho dňa).

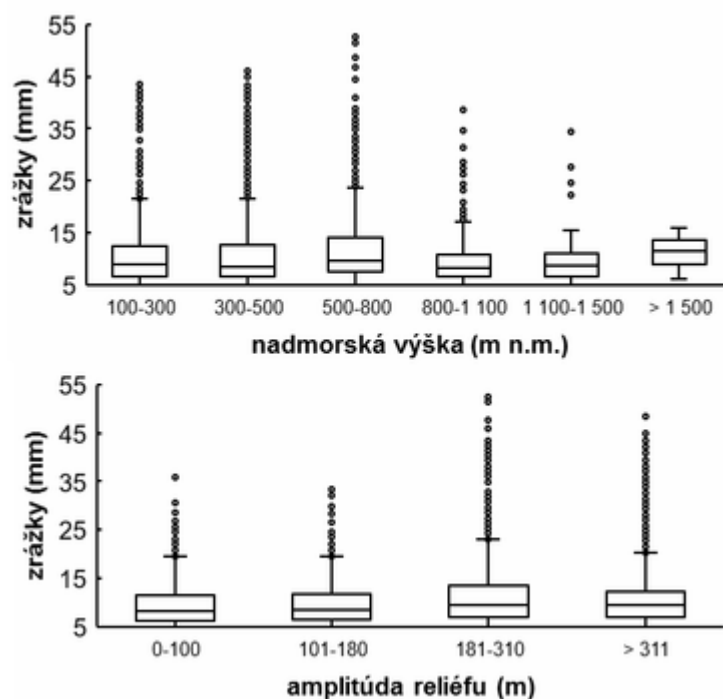
Zhodné výsledky ako pri nadmorskej výške a zvyšných výškových charakteristikách sú dosiahnuté aj vo vzťahu zrážok k relatívnej výškovej členitosti (tab. 9). Veľmi slabý korelačný koeficient 0,1 odsledovať na obr. 67, na ktorom sú najvyššie úhrny koncentrované medzi amplitúdy reliéfu 200 až vyše 400 m. Okolie rieky Hron síce má nadmorskú výšku na západe pod 250 m n.m., ale jeho prielomová dolina je pri našom rozlíšení reliéfu evidentne členitá. Tvrdenie podporuje rozdelenie zrážok do tried na obr. 68, kde sa miery rozptylu zrážok viac-menej rovnajú, ale tretia a štvrtá trieda majú vyššie položené extrémne hodnoty. Obr. 67 a 68 vyjadrujú rovnomerne umiestnený medián (9-10 mm) v rámci všetkých stupňov amplitúdy reliéfu.

Veľmi slabý korelačný koeficient 0,09 figuruje vo vzťahu zrážok a sklonitosti terénu. Úhrny nad 15 mm sú sústredené na svahy so sklonom pod 10° a vyššie zrážky sú medzi tieto svahy rozdelené rovnomerne. Strmšie oblasti majú malý rozdiel extrémnych hodnôt končiaci v 16 mm a príkry terén je na západe priestorovo značne obmedzený na to aby sa dostatočne prejavil v DMR s 1 km krokom. Veľmi úzke rozdelenie zrážok zodpovedá svahom so sklonom > 15°, ktoré zastupuje len pár pixlov (obr. 69). Zvyšné triedy majú rozdelenia približne rovnaké. Zaujímavosťou je najvyššia hodnota z celého súboru (53 mm), ktorá sa síce nachádza vo vysokej nadmorskej výške, ale v zarovnanom sopečnom reliéfe, a tak ju nemožno spájať s najnižšími polohami.

Prevaha južných svahov spôsobuje zahustenie hodnôt na opačnej strane osi x na obr. 67 ako počas južných termínov. Vzniká optický klam rastu zrážok s uhlovou vzdialenosťou od S svahov. Je pravda, že pod vzdialenosťou 25° sa nevyskytujú zrážky > 23 mm a ako keby neskôr pribúdali, ale koeficient nadobúda hodnotu len 0,09, a to aj z dôvodu čiastočne vyšších úhrnov medzi 25° až 50°. Blízku podobnosť rozdelenia zrážok nad severnými a južnými svahmi vidieť na obr. 69. Najvyšší medián a miery rozptylu majú západné svahy a najnižší medián majú svahy východné a rovinné plochy, v ktorých aj tu významne vybočuje extrémna hodnota vo Vtáčniku.

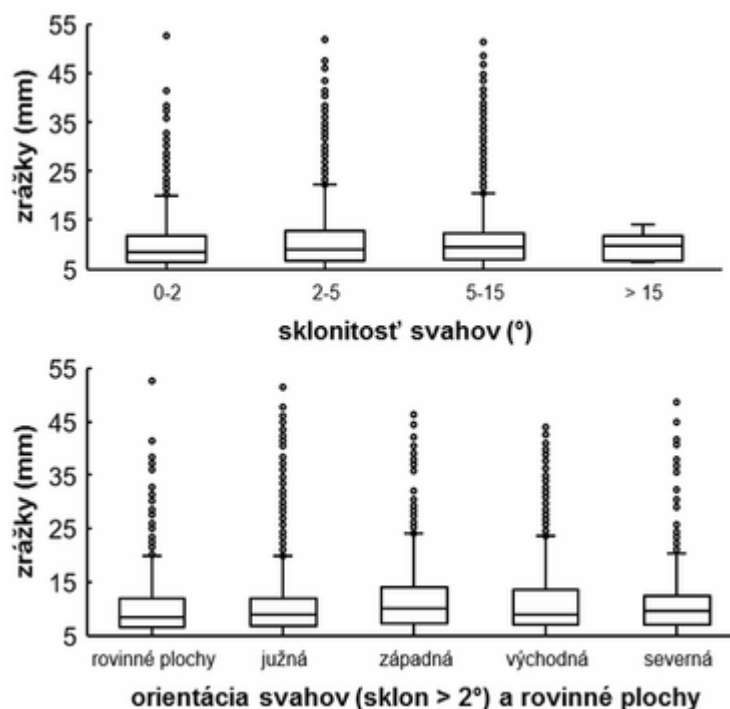


**Obr. 67** Závislosť zrážok v radarových pixloch na nadmorskej výške, amplitúde reliéfu, sklonitosti svahov a uhlovej vzdialenosti od severného prúdenia dňa 30. 06. 2011.



**Obr. 68** Zrážky v radarových pixloch v termíne 30. 06. 2011 rozdelené do tried podľa nadmorskej výšky a amplitúdy reliéfu.



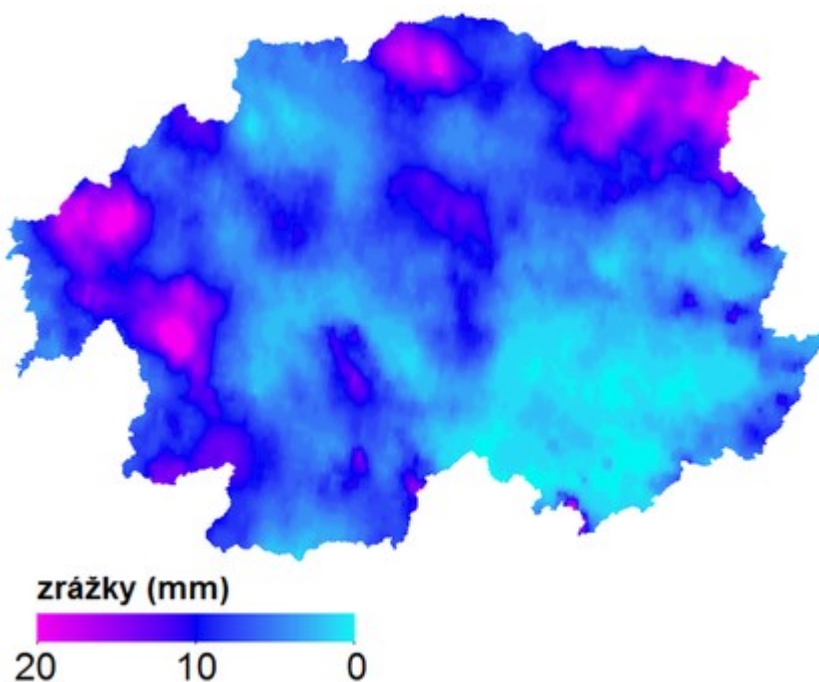


**Obr. 69** Zrážky v radarových pixloch v termíne 30. 06. 2011 rozdelené do tried podľa sklonitosti svahov a orientácií terénu.

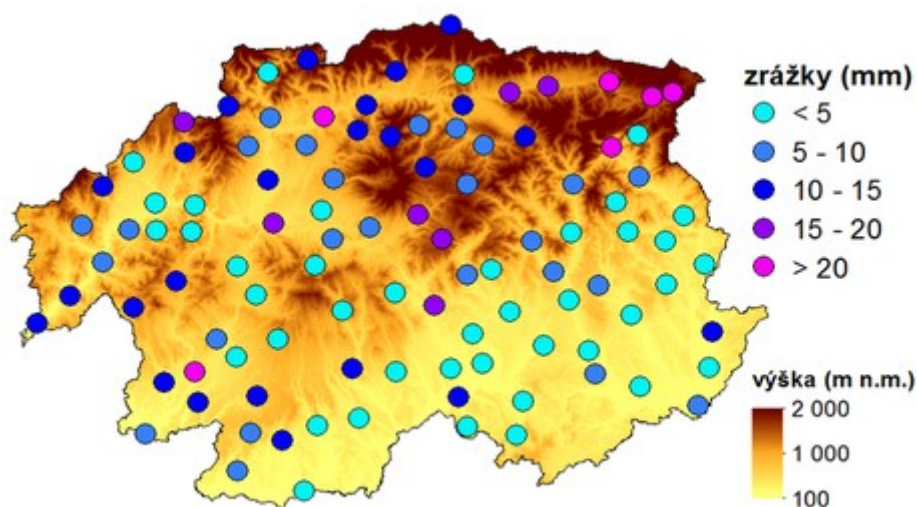
## 6.8 Termín 17. 05. 2014

Zrážková situácia 17. mája 2014 prebiehala za slabého severného prúdenia, kedy sa konvektívne cely zdržovali v mieste prvotnej iniciácie a len zľahka sa presúvali k juhu. V relatívne chladnej vzduchovej hmote bola početnosť zrážkových ciel vysoká, intenzita zrážok však nebola výdatná a konečné úhrny nedosiahli 30 mm. Zrážky mali plošný charakter a zrážková oblačnosť sa tvorila viac-menej po celom území kraja. Stanovená bola iba sekundárna prahová hodnota 15 mm ako obdoba 30 mm hranice v predošlých termínoch. Nad hodnotu 15 mm sa zmestilo len 383 radarových pixlov.

Z obr. 70 možno vyčítať niekoľko oblastí so zrážkami > 15 mm. Na SV až S je to Horehronské podolie, N. Tatry a Slovenské rudohorie, a na západe Slovenské stredohorie. Absolútne najvyšší úhrn hlásili Bušince (28,2 mm), ktoré nie sú na obr. 71 vyznačené. Ležia na hranici s Maďarskom na rozmedzí Ipeľskej a Lučeneckej kotliny, kde INCA vypočítala 14 mm, zatiaľ čo v Cerovej vrchovine až 20 mm. Na SV hlásil najviac Muráň-Veľká Lúka (25,6 mm) a Šumiac (24 mm), kde podľa reanalýzy spadlo od 11 do 21 mm. INCA najvyššie úhrny 24 mm sústredí do Štiavnických vrchov a Vtáčnika, kde sú najbližšími stanicami Svätý Anton (20,3 mm) a Kľak (17,2 mm). Merateľné zrážky sa neobjavili v Hajnáčke a Hosticiach (0 mm), v Radzovciach len 0,1 mm. V reanalýze je rozsiahla oblasť so zrážkami pod 5 mm v Juhoslovenskej kotline a veľmi slabé zrážky boli aj vo Zvolenskej kotline, na východe Kremnických vrchov, v Ostrôžkach, v Pliešovskej kotline a na juhu Slovenského rudohoria.



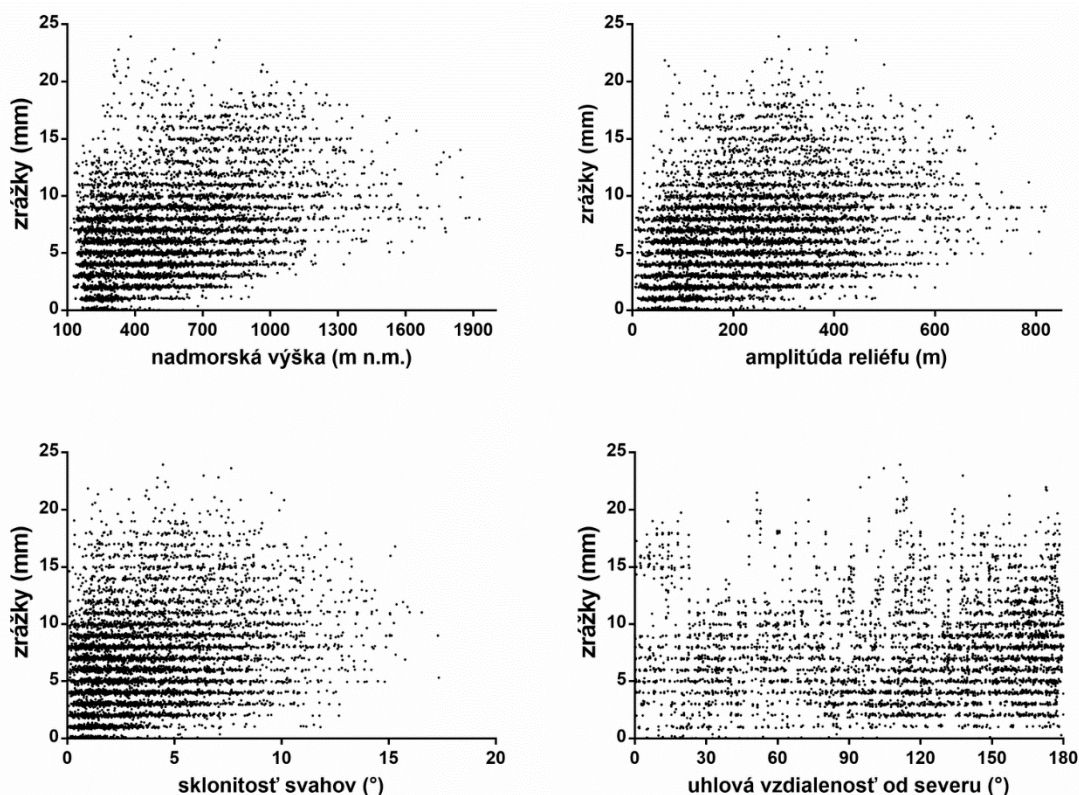
**Obr. 70** Zrážková reanalýza INCA 17. 05. 2014 (úhrn zrážok do 06:00 UTC nasledujúceho dňa).



**Obr. 71** Zrážkomerné stanice 17. 05. 2014 (úhrn zrážok do 06:00 UTC nasledujúceho dňa).

Prevažujúca koncentrácia malých úhrnov v nízko položených geomorfologických celkoch rozhodla o rozdelení závislosti zrážok na nadmorskej výške na obr. 72. Zrážky < 10 mm sa vyskytujú bezmála do výšky 1 100 m n.m., pričom najnižšie alebo nulové úhrny ležia v spodných 400 m a do výšky 300 m n.m. takmer úplne chýba úhrn > 15 mm. Dvomi absolútne najvyššími hodnotami 24 mm prináleží poloha 381 a 774 m n.m. S rastúcou nadmorskou výškou klesá hodnota maximálnych zrážok a spodný prah úhrnov naopak stúpa. Celkový rozdiel extrémnych hodnôt je oproti výškovým stupňom pod 1 100 m polovičný (obr. 73).

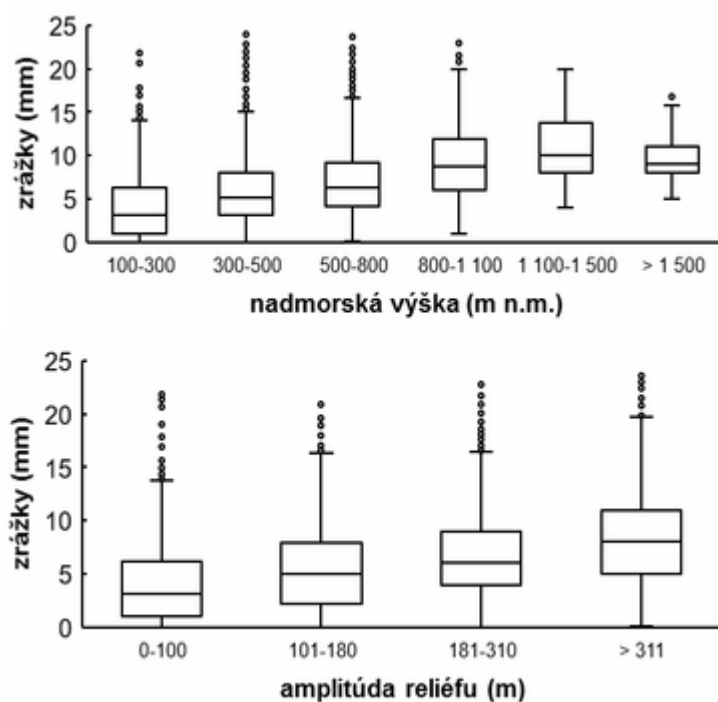
Korelačná analýza vzťahu ukazuje na stredne silnú závislosť s koeficientom 0,46 pre rad. pixle a slabú závislosť 0,38 pre stanice. V oboch prípadoch sa závislosť pri zrážkach > 15 mm stráca (tab. 9). Najsilnejší vzťah bol preukázaný pri priemernej nadmorskej výške v severnom kvadrante okolia staníc s koeficientom 0,49 (obr. 75), ktorý zostáva stredne silný aj nad hodnotou 15 mm, ale je štatisticky nevýznamný. Ako vidieť na obr. 73, zrážky nad 20 mm sa miestami vyskytli v prvých štyroch triedach. Horné miery rozptylu sa však s poklesom výšky znižujú, maximum 20 mm ostáva v štvrtej a piatej triede, zatiaľ čo najväčší výberový rozdiel extrémnych hodnôt je vo výškach 300-500 m n.m (24 mm). Medián rastie z prvotných 3 mm na 10 mm v stredných horských polohách a vo vysokohorských je opäť nižší (8 mm).



**Obr. 72** Závislosť zrážok v radarových pixloch na nadmorskej výške, amplitúde reliéfu, sklonitosti svahov a uhlovej vzdialenosti od severného prúdenia dňa 17. 05. 2014.

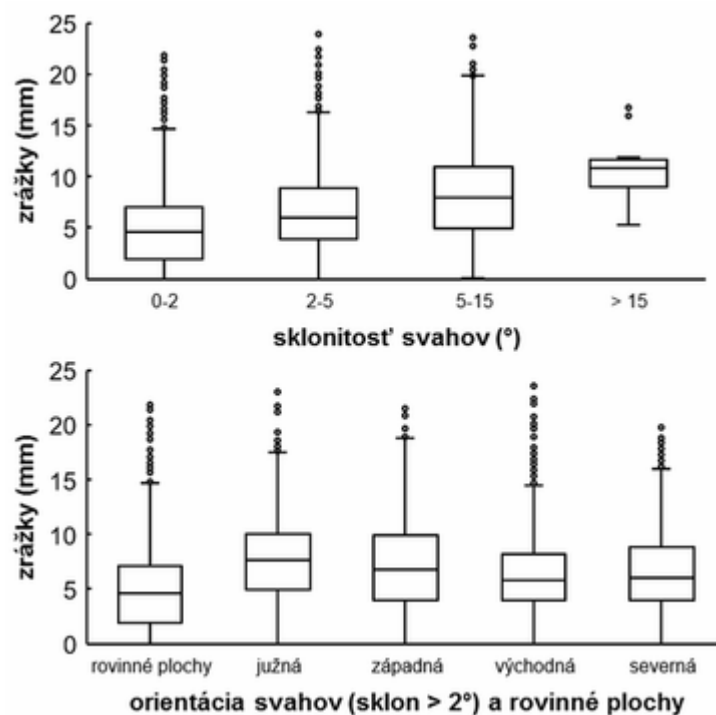
Len o niečo slabšia závislosť 0,4 existuje vo vzťahu zrážok a výškovej amplitúdy. To platí pre radarové pixle a v S kvadrantoch staníc sa oproti nadmorskej výške vzťah naopak posilnil (0,43). Nad 15 mm je stredne silný, ale opäť štatisticky nevýznamný (tab. 9). V najmenej členitých polohách (< 50 m), sa na pár výnimiek nevyskytujú zrážky > 9 mm (obr. 72). Slabé zrážky < 5 mm sú prítomné aj v značne členitom teréne s amplitúdou 600 m, ale vyššie sa nevyskytujú. Rovnomerný vzostup kvartilov a mediánu s rastúcou amplitúdou štyroch kategórií je znázornený na obr. 73. Najväčší rozdiel extrémnych hodnôt zrážok majú najčlenitejšie územia, nenachádzajú sa tu však bezzrážkové oblasti a hodnoty nad 15 mm sa akumulujú práve v tejto triede.

V tab. 9 si možno všimnúť stredne silnú závislosť zrážok na výškových charakteristikách terénu severne od polohy zrážkomerných staníc, okrem rozdielu výšky na stanici a proti prúdeniu. Situácia sa v prípade svahov nemení a korelačný koeficient vychádza na 0,45. V rad. pixloch dosahuje slabú hodnotu 0,34 a obojstranne nad prahovou hodnotou závislosť mizne. Zrážky < 5 mm sa nevyskytujú na svahoch so sklonom väčším ako 13°, pričom takmer od 10° nespadlo viac ako 17 mm (obr. 72). Zrážky > 15 mm sú sústredené po sklonitost' 10° a najväčší výberový rozdiel extrémnych hodnôt je na svahoch 2-5° (obr. 74). Zreteľne najvyššie posadené miery polohy má posledná trieda svahov > 15°, kde je rozdelenie zrážok značne úzke. Smerom k rovinným plochám sa kvartily a medián znižujú o 2 až 3 mm na triedu.

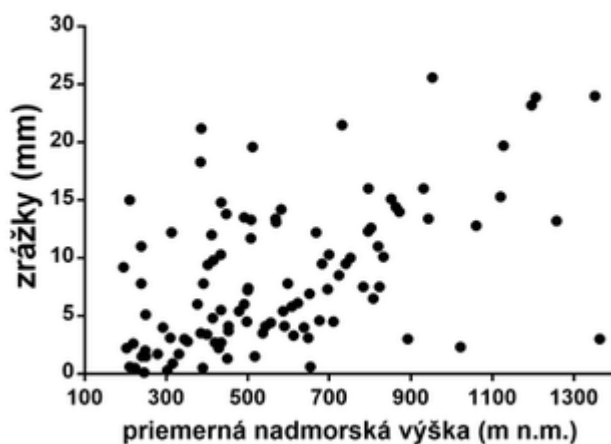


**Obr. 73** Zrážky v radarových pixloch v termíne 17. 05. 2014 rozdelené do tried podľa nadmorskej výšky a amplitúdy reliéfu.

Závislosť zrážok na orientácii svahov ku svetovým stranám dosahuje najvyšší korelačný koeficient zo všetkých termínov, i tak len s veľmi slabou hodnotou 0,13, ktorá sa nad 15 mm ešte prehlbuje. Zhodne je tomu pri zrážkomerných staniciach (tab. 9). Vyššej sile závislosti zabránili zrážky 15 a viac mm na rozmedzí Horehronského podolia a Slovenského rudohoria, ktorého severné svahy sú s malým príspevom Cerovej vrchoviny identifikovateľné na obr. 72. Bez nich len badať náznaky zvyšujúcich sa zrážok s presunom k južným svahom. Táto skutočnosť sa dá vyčítať z obr. 74, kedy južné svahy majú najvyšší medián zo všetkých tried (7,5 mm). Najnižšiu polohu mediánu majú východné svahy, ktoré majú zároveň najväčší rozdiel extrémnych hodnôt, ale najnižšiu polohu  $q_{0,75}+3.IQR/2$ . Medián zrážok nižší ako 5 mm majú len rovinné plochy.



**Obr. 74** Zrážky v radarových pixloch v termíne 17. 05. 2014 rozdelené do tried podľa sklonitosti svahov a orientácií terénu.



**Obr. 75** Závislosť úhrnov staničných meraní na priemernej nadmorskej výške severného kvadrantu okolia stanice 17. 05. 2014 (Spearmanov korelačný koeficient 0,49).

## 7. DISKUSIA VÝSLEDKOV A ICH ZHRNUTIE

Úlohou predloženej diplomovej práce bolo verifikovať priestorový vzťah konvektívnych zrážok s vlastnosťami georeliéfu v Banskobystrickom kraji v centrálnej časti Slovenskej republiky. Podružným úsilím bolo odhalenie orografických efektov na konvektívnu zrážkovú oblačnosť, ktoré mali rozhodujúci vplyv na priestorové rozloženie zrážok v členitom teréne počas vybraných zrážkových udalostí.

Voľba záujmového územia a konkrétnych zrážkových situácií spolu s metódami práce a zdrojovými údajmi priniesla na začiatok niekoľko dôležitých poznatkov, ktoré sa týkajú potenciálneho skreslenia, znehodnotenia alebo nesprávnej interpretácie výsledkov práce.

Výber študovanej oblasti ako administratívneho celku napriek výstižným fyzikogeografickým predispozíciám naráža v meteorologickom výskume na niekoľko prekážok. Prvou je fakt, že všetky študované termíny sú veľkoplošnou zrážkovou udalosťou, ktorá nie je priestorovo izolovaná v našom regióne. Oblasti s porovnateľným úhrnom zrážok často prekračujú hranicu kraja, ktorá prechádza stredovými osami horských masívov alebo po rozmedzí dvoch geomorfologických celkov. To znamená, že vzťah orografie a výšky úhrnu v tej-ktorej zrážkovej oblasti môže mať vplyvom rozdielnej charakteristiky terénu za hranicou kraja odlišné kvantitatívne vyjadrenie. Príkladom je situácia z 30. 06. 2011 a krajný západ územia (obr. 65), kedy oblasť Slovenského stredohoria zasiahla najintenzívnejšia zrážková činnosť len veľmi okrajovo a podstatná časť zrážok spadla nad západných Slovenskom. Alternatívou by bol výber územia čisto na základe plochy zrážkového poľa alebo oblasti so zrážkami nad určitou prahovou hodnotou, ktorá by nebola limitovaná fixne danými hranicami.

Ťažkosti môžu takisto nastať pri určovaní smeru prúdenia vzduchu a pohybu zrážkovej oblačnosti nad Banskobystrickým krajom podľa aerologických meraní z Popradu-Gánoviec. Aerologická stanica neďaleko Popradu nevykonáva sondážne merania priamo nad naším územím a ďalšie stanice s pravidelnými pozorovaniami sú vzdialené stovky kilometrov. Územie je naviac výrazne členité a jedno blízke alebo niekoľko vzdialených meraní nemôže reprezentovať celý región a dokonca ani pokryť zmeny atmosféry už len v priebehu niekoľkých hodín, tak ako pozoroval Hagen et al. (2011) vo Vogézach. Priemerný smer vetra je súčasne v spodných hladinách nad Popradskou kotlinou do značnej miery ovplyvnený Tatrami a Nízkymi Tatrami. Nám sa prístup z (Vasquez, 2009) o odhade pohybu oblačnosti nad Banskobystrickým krajom podľa smeru vetra v 0-6 km nad Popradskou kotlinou osvedčil. Prípadné rozdelenie na osem smerom pohybu oblačnosti by síce bolo detailnejším pohľadom na udalosť, ale za použitia totožného postupu by došlo v súbore udalostí k chybným zaradeniam do

tried, keďže ako sme odpozorovali, trasovanie konvektívnych ciel nie vždy zodpovedá presnej hodnote zo sondážnych meraní.

Ďalší problém prináša časovo-priestorové rozloženie zrážkovej činnosti, ktorá neprebíhala neprestajne nad študovaným územím v rámci 24-hodinového úseku 06:00-06:00 UTC. Jedná sa o termíny 03. 06. 2010 a 23. 06. 2009. Niektoré udalosti, najmä 19. 07. 2011, by bolo zaujímavé študovať až v 48-hodinovom, respektíve v o niečo kratšom časovom intervale. V týchto prípadoch sa ukazuje slabá stránka primárneho využitia údajov z manuálnych zrážkomerov, ktorých pozorovacie termíny nie je jednoduché napasovať do krátkodobých intenzívnych zrážok, pričom pri rannom termíne odčítania zrážkového úhrnu dochádza k časovým sklzom (viď úvod v kap. 6). Automatické zrážkomery sa v tomto smere javia ako adekvátny zdroj údajov, ktorý zároveň ponúka podrobnú informáciu o priebehu zrážok s malým časovým krokom. Pri vstupných údajoch do systému INCA bola otázkou aktuálna funkčnosť zrážkomera a hodnovernosť nameraného úhrnu, čo v našej práci predstavovalo zásadné ťažkosti pri priestorovej reanalýze zrážok.

Počet automatických staníc musel byť často výrazne redukovaný, čím došlo k modifikácii výsledného zrážkového poľa na úkor vysokých úhrnov zrážok (23. 06. 2009). Navyše, reprezentatívnosť zrážok na stanici klesala so vzdialenosťou od miesta merania, izolovanosťou konvektívnych zrážok a členitosťou terénu. Bez spoľahlivých hodnôt o zrážkach v mieste automatickej stanice sme pozorovali rovnako ako Sokol s Řezáčovou (2006) miestami markantné podhodnotenie zrážok, ktoré sa významne líšili od meraní z manuálnych zrážkomerov. V termínoch 24. 06. 2013 a 23. 06. 2009 boli zrážky v Slovenskom rudohorí a Juhoslovenskej kotline podhodnotené až o 40 mm. V týchto regiónoch chýbala potrebná korekcia odhadnutých zrážok radarom pomocou údajov zo staníc pri zachovaní pôvodnej štruktúry zrážkového poľa radaru (Sokol a Řezáčová, 2001).

Vo veľkej vzdialenosti od radarov MJ a KH neboli detekované ciele pod najnižšou eleváciou snímacích hladín, ktorá je pri KH okrem toho náchylná na orografické blokovanie západných radarových lúčov. Pokiaľ sú radarové lúče v priamom kontakte s orografiou, oblasť za horskou prekážkou je pre radar „neviditeľná“ v hladine nižšej ako je najvyšší blokový lúč. Radarová informácia o meteorologických podmienkach je tak z radaru KH čiastočne alebo úplne neprístupná (obr. 29). Narúšaná je prioritná detekčná hladina, vertikálne profily odrazivosti ako aj vzťah s intenzitou zrážok. Prípadne môžu vznikať pozadové rušivé odrazy, ktorých existencia a filtrovanie je vždy otázkou polohy radaru a spracovania signálu (Chow et. al, 2013).

Ako aj v našom prípade, najmä vo vzdialených horských oblastiach je často pozorované podcenenie odhadu zrážok (Meischner, 2004). Tienenie najnižších snímacích elevácií a zakrivenie zemského povrchu vedú k chýbajúcim údajom v najnižšej hladine výskytu zrážkovej oblačnosti, kde sú zvyčajne hodnoty odrazivosti



najvyššie. V závislosti od situácie môžu byť radarové lúče tlmené silnými zrážkami a takisto nedokážu zachytiť orografické zosilnenie zrážok (Řezáčová et al., 2007). Produkty radarovej informácie CAPPI 2 km a CMAX testované kvôli redukcií chýbajúcich údajov sa v našich termínoch ukázali ako rovnocenné, čo však nie je podľa Zacharova et al. (2004) pravidlom.

Obidva zdroje informácií, zrážkomerné stanice a radarové merania, vykazovali už vyššie spomenuté nedostatky a najväčšie rozdiely medzi zrážkovým poľom reanalýzy INCA a manuálnymi meraniami sme pozorovali v centrálnej časti Banskobystrického kraja, kde chýbal relevantný údaj z automatického zrážkomera. Prípadný budúci výskum zrážkových situácií má od jesene 2015 k dispozícii renovovanú slovenskú rádiolokačnú sieť so zmodernizovanými radarmi na MJ a KH, a novými rádiolokátormi na Kubínskej holi a Špaňom laze, ktorých cieľom je pokryť pôvodne neprístupné oblasti stredného Slovenska. Popritom sa zvyšuje kvalita údajov z automatických zrážkomerov, ako aj hustota staníc.

Samostatný komplex otázok tvorí reprezentatívnosť použitého priestorového rozlíšenia digitálneho modelu reliéfu jednotlivých morfometrických analýz. Ako uvádza Daly et al. (1994), použitie najpriateľnejšieho rozlíšenia závisí na konkrétnom morfometrickom parametri, charaktere územia a vlastnostiach súboru zrážok. Niektorí autori dospeli k najvyšším koreláciám vo vzťahu zrážok a nadmorskej výšky pri rozlíšení DMR 2 až 16 km. V našej práci sme z dôvodu rozlíšenia radarových pixlov (1 km) a výskumu konvektívnych zrážok uvažovali DMR s krokom 1 km, ktorý sa nakoniec uplatnil vďaka najvyššej korelácii vo vzťahu zrážok s nadmorskou výškou, relatívnou výškovou členitosťou a sklonitosťou svahov, zatiaľ čo pri svahovej orientácii sme pracovali s 2 km rozlíšením. Pri orientácii svahov s väčším súborom udalostí možno len odporučiť ešte menšie rozlíšenie DMR, ktoré by dostatočne reprezentovalo veľké formy georeliéfu s potenciálne väčším efektom na konvektívnu zrážkovú oblačnosť. Významné rozdiely medzi DMR s 50 m a 100 m rozlíšením neboli pozorované pri korelačnej analýze morfometrických charakteristík v okolí staníc (časť 4.1) so štvorcovou plochou 20 x 20 km. Avšak v tomto prípade testované 1 km rozlíšenie preukázalo najslabšie závislosti a finálne sme tak použili 50 m krok, kdežto Bankanza (2011) dospel k signifikantným výsledkom už pri ploche 16 x 16 km so 100 m rozlíšením DMR.

Vo výslednom spracovaní zrážkových udalostí sme brali ohľad na všetky pravdepodobné nedostatky, ktoré boli s vynaloženým úsilím čo do najväčšej miery eliminované, čím sme dospeli ku korektným a zaujímavým poznatkom.

Meteorologické situácie, ktoré priniesli do Banskobystrického kraja plošne najvýdatnejšie zrážky, sú pre každý smer prúdenia jedinečné, pričom dvom termínom v každom kvadrante prináleží analogická synoptická situácia (obr. 31). Počas 29. 06. 2014 a 30. 06. 2011 sa potvrdilo, že pre výskyt intenzívnych konvektívnych zrážok nie

je nevyhnutnou podmienkou výrazne instabilné zvrstvenie atmosféry (Vasquez, 2009) a rovnako ani silné dynamické prúdenie v troposfére (Kirshbaum a Durran, 2005).

Aj napriek podobnosti synoptických situácií pre jednotlivé smery prúdenia, celkové synoptické podmienky, vývoj počasia a konečné priestorové rozloženie zrážok sa v termínoch medzi sebou významne líšia (kap. 5 a 6).

S prihliadnutím na priebeh konkrétnych zrážkových udalostí a s rešpektom voči malému počtu termínov, ako celok možno identifikovať geomorfologické oblasti, v ktorých prevládajú vyššie alebo nižšie úhrny zrážok.

Ako majoritná oblasť s najpočetnejšou koncentráciou vysokých úhrnov zrážok vystupuje Slovenské rudohorie. V siedmych prípadoch tu boli zaznamenané najvyššie alebo jedny z najvyšších úhrnov zrážok a celková koncentrácia zrážkových ciel dosahuje najvyššej početnosti. Možno to odôvodniť postavením Slovenského rudohoria a jeho štruktúrou v južnej časti Západných Karpát v blízkosti Panónskej panvy, ktorých spojenie vytvára najpriaznivejšie atmosférické podmienky pre výskyt konvektívnych zrážok (Sedlecki, 2009). Ďalšími zrážkovo významnými oblasťami sú Nízke Tatry, v Slovenskom stredohorí najmä Kremnické vrchy a Poľana, a v neposlednom rade Cerová vrchovina, v ktorej sú úhrny zrážok neraz vyššie ako v blízkom okolí. Veľa zrážok spadlo aj v Horehronskom podolí, ktoré leží medzi Slovenským rudohorím a N. Tatrami. Vďaka jeho malému priečnemu rozmeru a vyššej nadmorskej výške sa tu neprejavuje pokles zrážok na rozdiel od rozľahlejších kotlín (Wang et al., 2016).

Naopak, najmenej konvektívnych zrážok prevláda v Juhoslovenskej kotline, obzvlášť v centrálnej časti Rimavskej kotliny, kde neprebíhali konvektívne vzostupy vzduchu v takej miere ako nad vyvýšeným terénom. Menšia Lučenecká kotlina a východ Ipeľskej kotliny majú zrážok relatívne veľa, nakoľko sú v blízkom kontakte s okolitými pohoriami. Vyššie úhrny sa vyskytujú na krajnom JV Juhoslovenskej kotliny, na pomedzí Cerovej vrchoviny a Bodvianskej pahorkatiny. Pomenej zrážok v rámci Slovenského rudohoria sa vyskytlo v Revúckej vrchovine a časti Stolických vrchov, čo vysvetľujeme vlastnosťou terénu, ktorý je oproti zvyšku rudohoria poklesnutý a situovaný okrajovo. Tieto celky zrážkami prevýšili Veporské vrchy a Spišsko-gemerský kras len počas východnej situácie 23. 06. 2009 (obr. 55), ktorá bola niekoľko dňovou a v strednej Európe plošne rozsiahlou zrážkovou udalosťou.

Pliešovská, Zvolenská a Žiarska kotlina javia o niečo nižšie úhrny zrážok ako okolité pohoria. Opačná situácia v nich nastala počas 19. 07. 2011 a 29. 06. 2014, čo pripisujeme oblastiam dynamicky zosilnenej konvergencie prúdenia v závetrí a na okraji pohorí (Blumen, 1990). Podobný mechanizmus spolu s iniciáciou zrážkovej oblačnosti na severe N. Tatier sa pravdepodobne uplatnil 17. 05. 2014 nad Horehronským podolím, kde bolo zaznamenané väčšie množstvo zrážok ako v susedných pohoriach (obr. 70). Z pohorí spadlo najmenej zrážok v Štiavnických vrchoch, na JZ Krupinskej planiny a vo Veľkej Fatre. Vo V. Fatre sa môže jednať

o nedostatočnú zásobu alebo využiteľnosť dostupnej energie v atmosfére, o nižšie teploty vzduchu kvôli postaveniu v centre Z. Karpát a severozápadne od kraja alebo o nepriaznivú konfiguráciu terénu voči prúdeniu v termínoch, kedy skutočne pozorujeme odklon alebo zoslabenie konvektívnych zrážkových ciel nad pohorím. V prípade ďalších pohorí by sme mohli hypotetizovať o ich malom vertikálnom rozmere, polohe na úplnom okraji Karpát, kde prebieha len iniciácia vzniku oblačnosti alebo forme georeliéfu, ktorého povrch je výrazne denudovaný a málo sklonený.

Napriek plošne premenlivému výskytu konvektívnych zrážok naprieč kotlinami a pohoriami, je nepopierateľné, že horské oblasti pokrývajú prechody konvektívnych búrok v podstatne väčšom počte ako nižšie polohy. Vertikálne členitý terén pri priaznivej synoptickej situácii do určitej miery modifikuje vertikálne zvrstvenie ovzdušia a lokálne ovplyvňuje alebo generuje typy instabilného zvrstvenia vzduchu, čím podnecuje konvektívne výstupy (Trapp, 2013). Prejavilo sa to najviac 19. 07. 2011.

Termíny sú charakterizované dynamickými synoptickými podmienkami, ktoré prevážili potenciálne najsilnejšie mechanizmy vplyvu orografie na zrážkovú oblačnosť, prebiehajúce v slabšom prúdení. Napriek tomu, tak ako uvádza Blumen (1990) a potvrdzuje Molinié et al. (2011) na príklade Západných Álp, synoptické predpoklady určili deň výskytu konvektívnej zrážkovej činnosti nad Banskobystrickým krajom, prítomnosť Karpát viac-menej stanovila čas a presné miesto výskytu konvektívnych búrok. Práve v závislosti na veľkopriestorových podmienkach osobitých udalostí sme pozorovali nejednotné vzťahy zrážok s orografickými charakteristikami.

V zrážkových termínoch nebola ani raz preukázaná veľmi silná závislosť výskytu konvektívnych zrážok na ktoromkoľvek z morfometrických charakteristík reliéfu. Navzdory tomu stredne silné až silné kladné a štatisticky významné závislosti sledujeme pri viacerých znakoch počas niekoľkých zrážkových situácií.

Zo všetkých analyzovaných parametrov je absolútne najsilnejším prediktorom pre množstvo zrážok nadmorská výška, ktorá vykazuje najvyššiu závislosť v šiestich prípadoch. Pri oboch južných termínoch presahoval korelačný koeficient pre radarové pixle hodnotu 0,6, pre západnú situáciu 20. 07. 2008 hodnotu 0,55 a pre severnú situáciu 17. 05. 2014 hodnotu 0,45. Druhý severný, západný a oba východné termíny vykazovali len slabú alebo veľmi slabú závislosť (tab. 9). Závislosť zrážok na nadmorskej výške dosiahla 20. 07. 2008 pri staničných meraniach absolútne najvyšší koeficient 0,74, a počas druhej západnej situácie na rozdiel od radarových pixlov bola závislosť silná s koeficientom 0,48.

Vyššie menované situácie, okrem južných, sa medzi sebou výrazne líšia atmosférickými podmienkami, vývojom počasia a taktiež priestorovými zrážkami. Spoločným priestorovým znakom zrážok je výskyt najvyšších úhrnov vo Veporských vrchoch, Spišsko-gemerskom krase, v Horehronskom podolí a N. Tatrách. Analogický mechanizmus, ktorým by orografia priamo ovplyvnila zrážkovú činnosť, je zvýraznenie

konvekcie na náveterných svahoch pohorí, nad ktorými sa kvôli silnému prúdeniu nevyskytujú najvyššie úhrny, ale sú presunuté po prúde (Chu a Lin 2000).

Azda práve kvôli tomu pozorujeme najvyššiu, no stále pomerne nízku hodnotu korelačného koeficientu 0,13 medzi zrážkami a orientáciou svahov počas severnej situácie 17. 05. 2014, kedy bolo prúdenie najslabšie a presun sponad svahov orientovaných bližšie k severu nebol natoľko rýchly.

Zrážky sa v horských a vysokohorských polohách vyskytli v každom termíne, ale ukazuje sa, že v termínoch najsilnejšieho vzťahu s nadmorskou výškou je spodný prah spadnutých zrážok limitovaný výškou územia, čo by vysvetľovalo vysoké hodnoty korelácie. Tento jav je zreteľný najmä 20. 07. 2008 (obr. 44) a naopak nie je vôbec pozorovateľný za oboch východných situácií a severnej situácie 30. 06. 2011 (obr. 65), kedy bolo hlavné zrážkové pásmo presunuté nad západné Slovensko.

Hoci prahová hodnota spodného výskytu zrážok s nadmorskou výškou väčšinou rastie, hodnoty najvyšších úhrnov nie. Najčastejšie sa absolútne maximá vyskytujú v polohách okolo 700 až 800 m n.m., pričom 03. 06. 2010 sú presunuté do stredných horských polôh (obr. 61) a 20. 07. 2008 sa vyskytli v kotlinách ako aj na vrchole N. Tatier (obr. 46). K podobným výsledkom došlo viaceru autorov (e.g. Cerlini et al., 2005). Silný vzťah medzi konvektívnymi zrážkami a výškou reliéfu pravdepodobne platí len pri analýze rozľahlého územia a neplatil by pre geomorfologické oblasti alebo menšie celky (vizuálne zhodnotenie), kedy rozdiel nadmorskej výšky nehrá pri distribúcii zrážok rolu, ako ukázal výskum zrážok v Z. Tatrách od Holka et al. (2014).

Pri uplatnení vyššej prahovej hodnoty zrážok, závislosť vzťahu medzi úhrnmi a nadmorskou výškou rapídne klesá (tab. 9). Veľmi silné zrážky sa teda vyskytujú aj v najnižších polohách, ale s rastúcou výškou, aspoň po stredohorskej oblasti, je doba opakovania podstatne menšia. Rozdiel medzi hodnotou najvyššieho a najnižšieho úhrnu vo vysokohorskom prostredí oproti nižším výškovým stupňom je vo všetkých termínoch najmenší, zatiaľ čo najväčšie rozdiely sú v triedach 500-800 a 800-1 100 m n.m. Iniciácia konvektívnej zrážkovej oblačnosti v našich prípadoch prebiehala nad úpäťami pohorí, na okraji kotlín alebo nad nižšími pohoriami, od ktorých bola vždy presunutá do centrálnej až severnej časti kraja s prevahou horských oblastí, kde konvektívne cely dosiahli svoju maximálnu zrážkovú účinnosť. Je to aj prípad Horehronského podolia počas 17. 05. 2014, kedy sa v jeho oblasti vyskytli vyššie zrážky ako v okolitých pohorách, ale vďaka relatívne vysokej nadmorskej výške podolia nie je tento fakt v korelačnej analýze viditeľne obsiahnutý a lepšie by ho vyjadrili napríklad korelačné mapy.

Po testovaní závislosti medzi sumou zrážok za všetky termíny v radarových pixloch a morfometrickými charakteristikami sa ukazuje, že sila závislosti dosahuje vyššie hodnoty pre celý súbor ako v osobitných termínoch. Aj keď nie je tento prístup zrovna relevantný, z časti sa potvrdil záver Sokola a Bližňáka (2009), ktorí evidujú závislosť

konvektívnych zrážok na nadmorskej výške až po kumulácií hodinových súm zrážok v radarových pixloch nad Českou republikou. Takisto, použité prahové hodnoty v ich práci do značnej miery prítomnosť akejkoľvek závislosti eliminujú. Autori však uvažujú veľký súbor zrážkových udalostí a ako v našom prípade, Ebtehaj a Georgiou (2010) potvrdili silný priestorový vzťah medzi intenzitou konvektívnych zrážkových ciel vybranej udalosti a nadmorskou výškou Apalačských vrchov.

Sila závislosti zrážok na výškových charakteristikách reliéfu v okolí staníc je často spojená s hodnotou koeficientu nadmorskej výšky priamo na stanici, ale v niektorých termínoch pozorujeme rozdiely (tab. 9). 17. 05. 2014 siaha koeficient vzťahu s priemernou nadmorskou výškou v severnom kvadrante až na hodnotu 0,49 (obr. 75), zatiaľ čo pri nadmorskej výške priamo na stanici na 0,38. Priemerná nadmorská výška v kvadrantoch staníc proti smeru prúdenia vychádza ako najsilnejší prediktor, v podstatne rovnocenný s výškou na stanici. Za ním nasleduje minimálna a maximálna nadmorská výška, pričom minimálna výška sa dominantne presadila 24. 06. 2013 a 29. 06. 2014, dokonca so silným štatisticky významným koeficientom korelácie 0,45 zotrvala nad prahovou hodnotou 30 mm počas 29. 06. 2014 a 03. 06. 2010.

Z analýzy ďalej vyplýva, že najslabšou a takmer nepodstatnou vlastnosťou reliéfu okolia staníc je skutočnosť či nadmorská výška terénu v smere od stanice proti smeru prúdenia klesá alebo stúpa. 03. 06. 2010 vyšiel ako jediný termín s korelačných koeficientom 0,33 pre rozdiel výšky na stanici a proti smeru prúdenia (obr. 62). Čím bol kladný rozdiel medzi výškou stanice a okolia vyšší (terén stúpa ku stanici), tým bol na stanici zaznamenaný vyšší úhrn. Bakanza (2011), ktorý pracoval so súčtom letných zrážok v Českej republike s rozdelením okolia staníc na osem častí podľa svetových strán, vysledoval najvyššiu závislosť konvektívnych zrážok na maximálnej nadmorskej výške v SZ úseku a na minimálnej nadmorskej výške v blízkom okolí stanice.

Morfometrické charakteristiky relatívna výšková členitosť a sklonitosť svahov sa obvykle vyskytujú v oblastiach vysokej nadmorskej výšky a preto prejavujú v závislostiach so zrážkami obdobné výsledky ako samotná nadmorská výška, ktorej hodnota korelačného koeficientu bola iba v jednom prípade, 30. 06. 2011, nepatrne prevýšená hodnotou koeficientu amplitúdy reliéfu a sklonu svahov (tab. 9). Dôvodom je výskyt najvyšších úhrnov nad prielomovou dolinou Hrona medzi Vtáčnikom a Štiavnickými vrchmi, kde sa nachádzajú pomerne strmé svahy s vyššou výškovou členitosťou. Rovnako ako pri nadmorskej výške, aj pri amplitúde reliéfu a sklone svahov sa dá odsledovať rast spodného prahu zrážok so stúpajúcimi hodnotami obidvoch parametroch, ale celkový vzťah so zrážkami badať pomenej a rozdiel extrémnych hodnôt je naprieč kategóriami vyrovnannejší. Pri najvyšších kategóriách sa zachováva vlastnosť najmenšieho rozdielu minimálnych a maximálnych zrážok s najvyššie postaveným mediánom, k čomu v prípade svahov dopomáha obsah malého počtu radarových pixlov. Najvyššie hodnoty korelačného koeficientu medzi

zrážkami a amplitúdou reliéfu boli dosiahnuté za južných situácií, 0,44 a 0,52. Medzi zrážkami a sklonitosťou svahov to bolo takisto v južnom prúde, s koeficientami 0,38 a 0,42. Najslabšie vzťahy vychádzajú 29. 06. 2014, 23. 06. 2009 a 30. 06. 2011, čo odpovedá nadmorskej výške.

V západných kvadrantoch staníc signifikantne najsilnejšie vychádzajú koeficienty svahovitosti počas západných situácií, až do 0,59, čo je proti výsledkom Bakanzu (2011), ktorý identifikoval sklonitosť ako najvýznamnejšiu vo V a SV úseku okolia staníc. V radarových pixloch ako aj na staniach nad druhou prahovou hodnotou koeficienty klesajú a významné sú len 19. 07. 2011 a 20. 07. 2008 (tab. 9). Z výsledkov vyplýva, že absolútne najvyššie zrážky sa vyskytujú v každom termíne okrem 20. 07. 2008 medzi amplitúdami reliéfu 200 a 400 m, ktoré pokrývajú až 53 % územia kraja. Najnižšie zrážky sa koncentrujú v spodných 200 m. Tu je potrebné upozorniť, že nižšiu výškovú členitosť majú aj zarovnané centrálné oblasti niektorých pohorí, napríklad Štiavnických vrchov a Krupinskej planiny, ktoré z pohorí vykazujú najnižšie úhrny.

Najsilnejšie zrážky sa v našich termínoch sústreďujú nad svahy so sklonom  $0^\circ$  až  $10^\circ$ , ktoré sú situované aj vo vyšších nadmorských výškach, napríklad na planinách Slovenského rudohoria. Maximálne úhrny sú v tomto intervale sklonitosti vcelku vyrovnané s ďalším poklesom do vyššej stupňovitosti. To zodpovedá tvrdeniam Alperta (1985), ktorý vo vysokých pohoriach sveta zistil, že v prípade priameho zapojenia najstrmších svahov do iniciácie konvektívnej zrážkovej oblačnosti, najvyššie úhrny zrážok sú kvôli malým horizontálnym rozmerom strmých svahov takmer vždy presunuté nad mierne sklonené svahy blízkeho okolia. Súhlasí to aj s výsledkami Cosma et al. (2002) a modelovej situácie v nižšie položenom Centrálnom masíve. Najstrmšie svahy Banskobystrického kraja ležia v Spišsko-gemerskom krase, N. Tatrách a V. Fatre, a v konečnom dôsledku pravidelná najvyššia stredná hodnota množstva zrážok je zapríčinená skôr geografickou polohou ako samotným tvarom reliéfu, nad ktorým prevažujú veľkopriestorové faktory. Weisse a Bois (2000) podobne identifikovali vo francúzskych Alpách strmosť svahov len ako lokálny faktor, nad ktorým primárne prevyšuje vzdialenosť územia od Stredozemného mora.

Orientácia svahov voči smeru prúdenia vzduchu sa prejavuje ako najmenej významný prediktor pri priestorovej distribúcii konvektívnych zrážok. Odzrkadľuje to tab. 9, v ktorej sú uvedené výsledky o veľmi slabej závislosti s množstvom zrážok vo všetkých termínoch v prípade radarových pixlov. Štatisticky významné veľmi slabé závislosti sú spôsobené vysokým počtom pixlov, kdežto pri staniach je väčšina vzťahov nevýznamných. Najsilnejšia štatisticky významná a záporná korelácia -0,15 bola preukázaná pri západnej situácii 29. 06. 2014 (obr. 51), kedy sa najintenzívnejšie zrážky > 30 mm vyskytli prevažne nad západnými svahmi. Zrážkové cely sa formovali už pred hranicami kraja a ponad územie postupovali s konštantnou odrazivosťou. Prúdenie vzduchu a pohyb najintenzívnejších zrážkových ciel v tomto prípade

smerovali takmer ideálne k východu, čo mohlo potenciálne prispieť k zvýrazneniu náveterného efektu. Holko et al. (2014) však pozorujú v Z. Tatrách zrážkové rozdiely medzi náveternými a záveternými svahmi až pri mesačných úhrnoch.

Počas termínov s veľmi slabou závislosťou zrážok na orientácii svahov sme odpozorovali dominantnejšiu úlohu náveterných svahov pri priestorovej distribúcii zrážok, a to tvorbu zrážkovej oblačnosti, ktorá sa primárne, no nie nepretržite tvorí priamo nad rozľahlými náveternými svahmi. Zrážková oblačnosť sa často objavuje až v určitej vzdialenosti od náveterných svahov po smere prúdenia (Houze, 2012). Je dôležité podotknúť, že radary detekujú len zrážkovú oblačnosť, ktorá mohla ešte ako nezrážková vzniknúť nad iným miestom.

Práve tu by mohlo ležať odôvodnenie signifikantnejších výsledkov pri orientácii svahov v staničných kvadrantoch proti smeru prúdenia. Stredne silné hodnoty korelácie vyšli pri južnom prúdení 24. 06. 2013 (- 0,39), pri západnom prúdení 20. 07. 2008 (- 0,31), a naopak najviac zrážok na záveterných svahoch spadlo počas severnej situácie 30. 06. 2011 s koeficientom 0,33, k čomu dopomohla najmenšia rozloha severných svahov a fakt, že hlavné zrážkové pásmo ponad tieto územia neprechádzalo. Tu sa potvrdzuje, že veľkú úlohu zohráva aj zastúpenie jednotlivých kategórií morfometrických charakteristík v kraji. Naproti našim zisteniam, Bakanza (2011) určil ako významný prediktor severnú a západnú orientáciu svahov.

Termíny, v ktorých sme odpozorovali najväčší vplyv orografie ako celku na priestorové rozloženie konvektívnych zrážok v Banskobystrickom kraji sú podľa sily závislosti a vizuálneho zhodnotenia zoradené nasledovne: 20. 07. 2008 (Z), 19. 07. 2011 (J), 29. 06. 2014 (J), 24. 06. 2013 (Z), 17. 05. 2014 (S), 03. 06. 2010 (V), 23. 06. 2009 (V) a 30. 06. 2011 (S). Pritom v posledných dvoch termínoch je významnosť morfometrie pri výskyte zrážok zjavne absolútne bezpredmetná. Za príčinu to dávame hlavne lokalizácii najintenzívnejších zrážkových pásiem na okraj územia a silnému vplyvu synoptických podmienok, ktoré nad strednou Európou prevládali miestne topografické faktory. Najlepšie je vplyv orografie vyjadrený pre južné smery prúdenia, po nich pre západné, severné a s veľkým odstupom pre východné, pri ktorých je vplyv orografie v podstate zanedbateľný.

Konečné výsledky prisudzujeme predovšetkým konfigurácii terénu Banskobystrického kraja náchylného na zosilnenie zrážok pri južných situáciách a veľkopriestorovým podmienkam v atmosfére za východných situácií, ktoré riadili plošný tok vlhkosti na severnom okraji plytkej cyklóny nad Jadranským morom, kedy boli rozsiahlejšie zrážkové polia generované bez naviazanosti na terénny podklad a ovplyvňovali územie Slovenska niekoľko dní. Zabránené tak bolo presadeniu mechanizmov vzniku orograficky podmienenej konvektívnej zrážkovej oblačnosti, ktoré zároveň boli kvôli postaveniu a morfometrii Karpát úplne zahladené.



## 8. ZÁVER

Spracovaním problematiky vplyvu orografie na priestorové rozloženie konvektívnych zrážok v Banskobystrickom kraji počas ôsmich zrážkovo najvýznamnejších udalostí v rokoch 2005 až 2015 prichádzame záveru, že ďalekosiahly význam topografických faktorov na priestorové rozloženie konvektívnych zrážok v krajine je nepopierateľný, lež je neľahko uchopiteľný.

Modifikáciou atmosférických podmienok sa v horskej atmosfére tvorí svojrázny cirkulačný systém, ktorý poväčšine podnecuje alebo zvýrazňuje konvektívne prúdy, tvorbu oblačnosti a zrážok. Na základe výsledkov práce a rozboru odbornej literatúry môžeme tento predpoklad potvrdiť. V našom výskume to dokazuje časovo-priestorová meteorologická analýza spracovaných termínov a radarovej informácie.

Vďaka splneniu hlavného cieľa práce, ktorým bolo kvantitatívne vyhodnotenie závislosti distribúcie konvektívnych zrážok na morfometrických charakteristikách georeliéfu, môžeme vyvodiť záver o existencii vzťahu medzi týmito dvoma parametrami. Prekvapujúcou skutočnosťou je fakt, že vzájomnú prepojenosť množstva zrážok s orografiou sme dokázali pri väčšine zrážkových udalostí, aj napriek dynamickým synoptickým podmienkam, ktoré prevážili topografické faktory a predovšetkým tak určovali distribúciu zrážok v širšom okolí Banskobystrického kraja.

Ako najsilnejší prediktor pre rozloženie množstva zrážok v kraji vyšla nadmorská výška. So stúpajúcou výškou však úhrn zrážok nerastie permanentne, ale najvyššie hodnoty sa vyskytujú zväčša v oblastiach okolo 700 až 800 m n.m. S rastúcou výškou sa zvyčajne zvyšuje spodná hodnota výskytu zrážok, zatiaľ čo hodnota maximálnych zrážok oproti nižším polohám mierne klesá, prípadne stagnuje. Vysoké úhrny zrážok sa vyskytujú aj v najnižších polohách kraja, ale v širšom časovom rámci ide o ojedinelý jav oproti horským a vysokohorským oblastiam.

Dôležitou vlastnosťou reliéfu je najmä rozloha a konfigurácia geomorfologických celkov voči smeru prúdenia, ktoré do určitej miery limitujú alebo naopak zvýrazňujú pokles či nárast zrážok oproti svojmu okoliu. Vysvetľujú to pozorovania o chýbajúcej alebo potlačenej závislosti konvektívnych zrážok na topografickom podklade priamo v bode ich výskytu, ktorá sa s rastúcou rýchlosťou pohybu konvektívnych ciel pravdepodobne zvýrazňuje. Splnený tak bol aj druhotný cieľ práce, ktorým bola identifikácia mechanizmov, ktoré mali dominantný efekt na rozšírenie a premenlivosť zrážkovej oblačnosti.

S pohoriami a rastúcou nadmorskou výškou sú zvyčajne spojené vysoké hodnoty relatívnej výškovej členitosti a sklonitosti svahov. Z dosiahnutých výsledkov preto predpokladáme, že aj v prípade zvýraznenia konvekcie nad strmými a kratšími svahmi, vysoké úhrny zrážok nad týmito miestami sú dané skôr geografickou polohou ako

samotnou formou reliéfu, ktorá je vzhľadom k ďalším faktorom plošne málo rozľahlá. Výrazne vyššie množstvo zrážok oproti svojmu okoliu sa tak pravidelne objavuje nad horskými planinami ako aj nad zrázmi v nízko položených prielomových dolinách. Najslabší vzťah sme pozorovali medzi konvektívnymi zrážkami a orientáciou terénu voči svetovým stranám, ktoré síce mali zreteľný vplyv na vznik konvektívnych zrážkových ciel, ale nadväzujúca zrážková činnosť sa prejavila až v určitej vzdialenosti od plošne rozsiahlych náveterných alebo záveterných polôh.

Konvektívna zrážková činnosť je z časového a priestorového hľadiska príliš dynamickým procesom na to, aby sa ovplyvnená intenzita dažďa prejavila nad miestom, nad ktorým je zemským povrchom modifikovaná. Plošne rozsiahle oblasti s vysokou nadmorskou výškou sa v rámci Banskobystrického kraja nachádzajú v jeho centrálnej a severnej časti, kde sa spravidla objavuje najvyššia hustota intenzívnej zrážkovej oblačnosti. Zľahčovať dopad miestnej orografie na konvektívne zrážky však nie je správne a iniciácia a životný cyklus konvektívnej oblačnosti si vyžadujú ďalší výskum s vysokým priestorovým rozlíšením kvôli podchyteniu lokálnych topografických faktorov. Zovšeobecnenie dosiahnutých výsledkov zatiaľ možno aplikovať iba na rozsiahlejšie prírodné celky vo vnútrozemí miernych zemepisných šírok, kým sa nepreukáže podobná spojitosť orografie a konvektívnych zrážok v prímorských oblastiach a zvyšných klimatických pásmach. Doteraz totiž poznáme len podobnosti mechanizmov v klimaticky analogických regiónoch.

Na výsledky práce môžu nadviazať ďalšie výskumy tejto problematiky pracujúce s rozdielnymi vstupnými údajmi, dlhšími časovými radami alebo väčším počtom extrémnych udalostí. Uvažovanie rozličných atmosférických podmienok by mohlo dokázať vysvetliť časovo-priestorovú premenlivosť a intenzitu mechanizmov, ktorými orografia ovplyvňuje konvektívnu oblačnosť. Hodnotné by bolo klimatologické spracovanie správania konvektívnych búrok nad komplexným terénom strednej Európy ako aj kvantifikácia významu plošných a objemových charakteristík foriem georeliéfu pri formovaní a distribúcií konvektívnej búrkovej činnosti.

Diplomová práca nesie cennú informáciu o správaní konvektívnych búrok a o priestorovej distribúcií zrážok vo vybraných termínoch nad zložitým terénom. Poznatky o vplyve orografie na zrážky spolu s analýzou použitého rozlíšenia DMR a radarových meraní možno využiť pri testovaní a úprave vstupných parametrov do meteorologických numerických modelov, čo by prispelo k redukcii potenciálne vznikajúcich chýb pri modelovaní zrážkovej konvekcie. V dlhšom časovom horizonte a po podrobnejších štúdiách sa črtá aplikácia orografického efektu do zrážkových analýz aj v prípade letných konvektívnych situácií.

V neposlednom rade môžu byť výsledky práce uplatnené v oblasti energetiky, poľnohospodárstva, lesného hospodárstva alebo v krajinnom plánovaní, avšak prioritou je podnietiť ďalší výskum v meteorológii a vo vedách o Zemi.

## 9. ZOZNAM POUŽITEJ LITERATÚRY

Alpert, P., 1985: Mesoscale indexing of the distribution of orographic precipitation over high mountains. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. **25**, s. 532-545. ISSN 1558-8424.

AMS, 2000: Glossary of Meteorology [online]. American meteorological Society, [cit. 2016-10-11]. Dostupný na: <http://glossary.ametsoc.org/>.

Andresnom, G., Klugmann, D., 2014: A European lightning density analysis using 5 years of ATDnet data. *Natural Hazards Earth System Sciences*. **14**, s. 815-829. ISSN 1561-8633.

Bankanza, J. C. M., 2011: Time variation of the effect of geographical factors on spatial distribution of summer precipitation over the Czech Republic. *Quarterly Journal of the Hungarian Meteorological Service*. **115**, No. 1-2, s. 51-70. ISSN 0324-6329.

Barry, R.G., 2008: Mountain Weather and Climate. 3rd edition. Cambridge University Press, Cambridge, UK. ISBN 978-0-521-86295-0. 532 s.

Barthlotta, Ch., Schipperer, J.W., Kalthoff, N., Adlery, B., Kottmeier, Ch., Blyth, A., Mobbs, S., 2010: Model representation of boundary-layer convergence triggering deep convection over complex terrain: A case study from COPS. *Atmospheric Research*. **95**, iss. 2-3, s. 172-185. ISSN 0169-8095.

Bek, S., Ježek, J., Bližňák, V., 2010: Spatial relationships of heavy rains in the Czech Republic. *Advances in Geosciences*. **25**, s. 85-90. ISSN 1680-7359.

Berndt, Ch., Rabiei, E., Haberlandt, U., 2014: Geostatistical merging of rain gauge and radar data for high temporal resolutions and various station density scenarios. *Journal of Hydrology*. **508**, s. 88-101. ISSN 0022-1694.

Bertram, I., Mayr, G. J., 2004: Lightning in the eastern Alps 1993-1999, part I: Thunderstorm tracks. *Natural Hazards Earth System Sciences*. **4**, s. 501-511. ISSN 1561-8633.

Betz, H.D., Schumann, U., Laroche, P., 2009: Lightning: Principles, Instruments and Applications. Review of Modern Lightning Research. Springer Science+Business Media B.V. 2009. ISBN 978-1-4020-9078-3. 592 s.

Bezák, V. a kol., 1999: Regionálne geologické mapy Slovenska 1:50 000, Geologická mapa Slovenského rudohoria-západná časť, 1. vyd. MŽP SR, Úrad geodézie, kartografie a katastra SR, Bratislava. Tlač VKÚ Harmanec. ISBN 80-85314-98-3.

Bezák, V., Hraško, L., Kováčik, M., Madarás, J., Siman, P., Pristaš, J., Dublan, L., Konečný, V., Plašienka, D., Vozárová, A., Kubeš, P., Švasta, J., Slavkay, M., Liščák, P., 1999: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria, západná časť 1:50

000. Geologická služba Slovenskej republiky, Vydavateľstvo Dionýza Štúra, Bratislava 1999, ISBN 80-88974-08-09.

Bianco, L., Djalalova, I. V., King, C. W., Wilczak, J. M., 2011: Diurnal evolution and annual variability of boundary-layer height and its correlation to other meteorological variables in California's Central Valley. *Boundary-Layer Meteorology*. **140**, s. 491-511. ISSN 0006-8314.

Bianco, L., Tomassetti, B., Coppola, E., Fracassi, A., Verdecchia, M., Visconti, G., 2006: Thermally driven circulation in a region of complex topography: comparison of wind-profiling radar measurements and MM5 numerical predictions. *Annales Geophysicae*. **24**, s. 1537-1549. ISSN 0992-7689.

Bluestein, H. B., 2013: Severe Convective Storms and Tornadoes. Observations and Dynamics. Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2013. ISBN 978-3-642-05381-8. 456 s.

Blumen, W. (ed.), 1990: Atmospheric processes over complex terrain. *Meteorological Monographs*. Vol. **23**, No. 46., American Meteorological Society. ISBN 1-878220-01-2. 323 s. ISSN 0065-9401.

Bossert, J. E., Cotton, W. R., 1994: Regional-scale flows in mountainous terrain. Part I: A numerical and observational comparison. *Monthly Weather Review*. **122**, s. 1449-1471. ISSN 0027-0644.

Cerlini, P. B., Emanuel, K. A., Todini, E., 2005: Orographic effects on convective precipitation and space-time rainfall variability: preliminary results. *Hydrology and Earth System Science*. **9**, s. 285-299. ISSN 1027-5606.

Cosma, S., Richard, E., Miniscloux, F., 2002: The role of small-scale orographic feature in the spatial distribution of precipitation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. **128**, s. 75-92. ISSN 1477-870X.

Cotton, W., Bryan G., van den Heever, S., 2010: Storm and Cloud Dynamics. 2nd edition. Academic Press, 2010. ISBN 978-0-120-88542-8. 820 s.

ČMeS, 2016: Meteorologický slovník výkladový a terminologický (eMS) [online]. Česká meteorologická společnost, [cit. 2016-10-11]. Dostupný na: <<http://slovník.cmes.cz/>>.

Daly, Ch., Neilson, R. P., Phillips, D. L., 1993: A statistical-topographic model for mapping climatological precipitation over mountains terrain. *Journal of Applied Meteorology*. **33**, s. 140-158. ISSN 0894-8763.

De Wekker, S. F. J., Kossmann, M., 2015: Convective boundary layer heights over mountains terrain-A review of concepts. *Frontiers in Earth Science*. **3**:77, s. 1-18. ISSN 2095-0195.

De Wekker, S. F. J., Zhong, S., Fast, D., Whiteman, C. D., 1998: A numerical study of the thermally driven plain-to-basin wind over idealized basin topographies. *Journal of Applied Meteorology*. **37**, s. 606-622. ISSN 0894-8763.

Demek, J., 1987: Obecná geomorfologie. Academia, Praha. 476 s.

- Diodato, N., 2005: The influence of topographic co-variables on the spatial variability of precipitation over small regions of complex terrain. *International Journal of Climatology*. **25**, s. 351-363. ISSN 0899-8418.
- Doswell, C. A., 1980: Synoptic-scale environments associated with high plains severe thunder-storms. *Bulletin American Meteorological Society*. **61**, s. 1388-1400. ISSN 0003-0007.
- Ebtehaj, M., Foufoula-Georgiou, E., 2010: Orographic signature on multiscale statistics of extreme rainfall: A storm-scale study. *Journal of Geophysical Research*. **115**, D23112. ISSN 0148-0227.
- Frei, C., Schär, C., 1998: A precipitation climatology of the Alps from high-resolution rain-gauge observations. *International Journal of Climatology*. **18**, s. 873-900. ISSN 0899-8418.
- Gabella, M., Amitai, E., 2000: Radar rainfall estimates in an alpine environment using different gage-adjustment techniques. *Physics and Chemistry of the Earth*. Vol. **25**, No. 10-12, s. 927-931. ISSN 1474-7065.
- Haberlandt, U., 2007: Geostatistical interpolation of hourly precipitation from rain gauges and radar for a large-scale extreme rainfall event. *Journal of Hydrology*. **332**, s. 144-157. ISSN 0022-1694.
- Hagen, M., J. van Baelen, Richard, E., 2011: Influence of the wind profile on the initiation of convection in mountainous terrain. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. **137**, s. 224-235. ISSN 1477-870X.
- Haiden, T., Kann, A., Pistotnik, G., Stadlbacher, K., Wittmann, C., 2009. Integrated Nowcasting through Comprehensive Analysis (INCA): System Description. Central Institute for Meteorology and Geodynamics (ZAMG), Vienna, Austria, 2009. URL: <[http://www.zamg.ac.at/fix/INCA\\_system.pdf](http://www.zamg.ac.at/fix/INCA_system.pdf)> (zverejnené 15-01-2016). 60 s.
- Hannesen, R., Dotzek, N., Handwerker, J., 2000: Radar analysis of a tornado over hilly terrain on 23 July 1996. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*. **25**, iss. 10-12, s. 1079-1084. ISSN 1474-7065.
- Hobbs, P. V., Easter, R. C., Fraser, A. B., 1973: A Theoretical Study of the Flow of Air and Fallout of Solid Precipitation Over Mountainous Terrain: Part II. Microphysics. *Journal of the Atmospheric Science*. **30**, s. 813-823. ISSN 0022-4928.
- Hók, J., Kahan, Š., Aubrecht, R., 2001: Geológia Slovenska. Univerzita Komenského Bratislava, ISBN 80-223-1592-3. 48 s.
- Holko, L., Hlavco, J., Danko, M., Kostka, Z., 2014: Spatial variability of precipitation and hydrological response of a mountain catchment. *Die Bodenkultur*. **65**, 3-4, s. 15-21. ISSN 0006-5471.
- Holko, L., Hlavčo, J., Kostka, Z., 2015: Spatial distribution of the short-term precipitation in the highest part of the Carpathians. In *Rainfall in Urban and Natural*

*Systems*: Proceeding-10th International Workshop on Precipitation in Urban Areas 1-5 December 2015, Sporthotel Pontresina, Switzerland. Editor Molnár P.; další editor Peleg N.-Zurich : Institute of Environmental Engineering ETH Zurich, 2015, s. 93-96.

Horst, T. W., Doran, J. C., 1986: Nocturnal drainage flow on simple slopes. *Boundary-Layer Meteorology*. **34**, s. 263-286. ISSN 0006-8314.

Houze, R. A., Jr., 1993: Cloud Dynamics. International Geophysics Series, 53, Academic Press, 1993. ISBN 0-12-356881-1. 573 s.

Houze, R. A., Jr., 2012: Orographic effects on precipitating clouds. *Reviews of Geophysics*. **50**, RG1001/2012, 47 s. ISSN 8755-1209.

Houze, R. A., Medina, S., 2005: Turbulence as a mechanism for orographic precipitation enhancement. *Journal of the Atmospheric Sciences*. **62**, s. 3599-3623. ISSN 0022-4928.

Houze, R. A., Schmid, W., Fovell, R. G., Schiesser, H. H., 1993: Hailstorms in Switzerland: Left Movers, Right Movers, and False Hooks. *Monthly Weather Review*. **121**, issue 12, s. 3345-3370. ISSN 0027-0644.

Huade, G., Wilson, J. L., Makhnin, O., 2005: Geostatistical Mapping of Mountain Precipitation Incorporating Autosearched Effects of Terrain and Climatic Characteristics. *Journal of Hydrometeorology*. **6**, s. 1018-1031. ISSN 1525-755X.

Chen, Q., Bromwich, D.H, Bai, L., 1997: Precipitation over Greenland retrieved by a dynamic method and its relation to cyclonic activity. *Journal of Climate*. **10**, s. 839-870. ISSN 0894-8755.

Chen, W. S., Deng, Z., 1991: A study of a mountain-generated precipitation system in northern Taiwan during TAMEX IOP 8. *Monthly Weather Review*. **119**, s. 2574-2607. ISSN 0027-0644.

Chow, F. K., De Wekker, S. F. J., Snyder, B. J., 2013: Mountain Weather Research and Forecasting: Recent Progress and Current Challenges. Springer. ISBN 978-94-007-4097-6. 750 s.

Chu, C.M., Lin, Y.L., 2000: Effects of orography on the generation and propagation of mesoscale convective systems in a two-dimensional conditionally unstable flow. *Journal of the Atmospheric Science*. **57**, s. 3817-3837. ISSN 0022-4928.

Kašpar, M., Müller, M., Kakos, V., Řezáčová, D., Sokol, Z., 2009: Severe storm in Bavaria, the Czech Republic and Poland on 12-13 July 1984: A statistic- and model-based analysis. *Atmospheric Research*. **93**, 1-3, s. 99-110. ISSN 0169-8095.

Kimura, F., Kuwagata, T., 1993: Thermally induced wind passing from plain to basin over a mountain range. *Journal of Applied Meteorology*. **32**, s. 1538-1547. ISSN 0894-8763.

- Kirshbaum, D. J., Durran, D. R., 2005: Observations and modeling of banded orographic convection. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. **62**, 2005, s. 1463-1479. ISSN 1558-8424.
- Knight Ch. A., Knight N.C., 2001: Hailstorms. In: Severe Convective Storms. 1st edition. American Meteorological Society, 2001, Chapter 6. ISBN 978-1-935704-06-5. s. 223-248.
- Knupp, K. R., Cotton, W. R., 1982: An intense, quasi-steady thunderstorm over mountain terrain. Part II: Doppler radar observations of the storm morphological structure. *Journal of the Atmospheric Sciences*. **39**, s. 343-358. ISSN 0022-4928.
- Kossmann, M., Sturman, A. P., Zawar-Reza, P., McGowan, H. A., Oliphant, A. J., Owens, F., Spronken-Smith, R. A., 2002: Analysis of the wind field and heat budget in an alpine lake basin during summertime fair weather conditions. *Meteorology and Atmospheric Physics*. **81**, s. 27-52. ISSN 0177-7971.
- Kossmann, M., Vögtlin, R., Corsmeiera, U., Vogela, B., Fiedler, F., Bindera, H.-J., Kalthoff, N., Beyrich, F., 1998: Aspects of the convective boundary layer structure over complex terrain. *Atmospheric Environment*. **32**, iss. 7, s. 1323-1348. ISSN 1352-2310.
- Kozyrev, A.V., Barbashina, N.S., Belyakova, T.A., Pavlyukov, J.B., Petrukhin, A.A., Serebryannik, N.I., Shutenko, V.V., Yashin, I.I., 2015: Studies of Thunderstorm Events Based on the Data of Muon Hodoscope URAGAN and Meteorological Radar DMRL-C. *Physics Procedia*. **74**, s. 486-492. ISSN 1875-3892.
- Křížek, M., Uxa, T., Mida, P., 2016: Praktikum morfometrických analýz reliéfu. Vydala Univerzita Karlova v Praze, Nakladatelství Karolinum. ISBN 978-80-246-3244-5. 178 s.
- Kunz, M., Kottmeier, Ch., 2006a: Orographic Enhancement of Precipitation over Low Mountain Ranges. Part I: Model Formulation and Idealized Simulations. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. **45**, 2006, s. 1025-1040. ISSN 1558-8424.
- Kunz, M., Kottmeier, Ch., 2006b: Orographic Enhancement of Precipitation over Low Mountain Ranges. Part II: Simulations of heavy precipitation events over southwest Germany. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. **45**, 2006, s. 1041-1055. ISSN 1558-8424.
- Lapin, M., Faško, P., Melo, M., Šťastný, P., Tomlain, J., 2002: Klimatické oblasti. Mapa 1: 1 000 000. In: Atlas krajiny Slovenskej republiky, 2002. Bratislava: MŽP SR. ISBN 80-88833-27-2.
- Leblanc, F., Aplin, K., Yair, Y., Harrison, G., Lebreton, J.P., Blanc, M., 2008: Planetary Atmospheric Electricity. Space Sciences Series of ISSI. Springer-Verlag New York, 2008. ISBN 978-0-387-87664-1. 540 s.



- Lin, Y. L., Chiao, S., Wang, T. A., Kaplan, M. L., Weglarz, R. P., 2001: Some common ingredients for heavy orographic rainfall. *Weather Forecasting*. **16**, s. 633-660. ISSN 0882-8156.
- Linkeš, V., Pestún, V., Džatko, M., 1999: Príručka pre používanie máp bonitovaných pôdno-ekologických jednotiek. Výskumný ústav pôdnej úrodnosti, Bratislava, ISBN 80-85361-19-1. 104 s.
- Liu, J., Liua, Q., Guoa, B., Yuenb, D. A., Songa, H., 2007: Small-scale convection in the upper mantle beneath the Chinese Tian Shan Mountains. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. **163**, iss. 1-4. s. 179-190. ISSN 0031-9201.
- Mapes, B. E., Warner, T. T., Xu, M., 2003: Diurnal patterns of rainfall in northwestern South America, Part III: Diurnal gravity waves and nocturnal convection offshore. *Monthly Weather Review*. **131**, s. 830-844. ISSN 0027-0644.
- Markowski, P., Richardson, Y., 2010: Mesoscale meteorology in midlatitudes. Penn State University, University Park, PA, USA. ISBN 978-0-470-74213-6. 407 s.
- Marwitz, J. D., 1987: Deep orographic storms over the Sierra Nevada. Part II: The precipitation process. *Journal of the Atmospheric Science*. **44**, s. 174-185. ISSN 0022-4928.
- Mazúr, E., Lukniš, M., 1978: Regionálne geomorfologické členenie Slovenskej socialistickej republiky. *Geografický časopis*. **30**, 2, s. 101-125. ISSN 0016-7193.
- Mazúr, E., Mazúrová, V., 1965: Mapa relatívnej výškovej členitosti Slovenska a možnosti jej použitia pre geografickú rajonizáciu. *Geografický časopis*. **17**, 1, s. 3-18. ISSN 0016-7193.
- Medina, S., Houze, R. A., Jr., 2003: Air motions and precipitation growth in apline storms. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. **129**, s. 345-371. ISSN 1477-870X.
- Meischner, P. (Ed.), 2004: Weather Radar-Principles and Advanced Applications. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2010. ISBN 978-3-642-05561-4. 337 s.
- Meißner, C., Kalthoff, N., Kunz, M., Adrianb, G., 2007: Initiation of shallow convection in the Black Forest mountains. *Atmospheric Research*. **86**, s. 42-60. ISSN 0169-8095.
- Michal, P., Barto, P., 2012: Geografia Slovenska 1: Príroda a prírodné krajinné typy. Fakulta prírodných vied Univerzity Mateja Bela : Banská Bystrica, 2012, ISBN 978-80-557-0462-3. 167 s.
- Miklós, L. (ed.), 2002: Atlas krajiny Slovenskej republiky. 1.vyd. Bratislava: Ministerstvo životného prostredia SR; Banská Bystrica: Slovenská agentúra životného prostredia, 2002. ISBN 80-88833-27-2. 344 s.

- Mlejnek, R., 1997: Historie objevu střívlíku z rodu *Duvalius* (Coleoptera, Trechinae) v jeskyních a propastech Plešivské planiny (Slovenský kras). *Speleofórum*. **16**, s. 57-58. ISSN 1211-8397.
- Molinié, G., Ceresetti, D., Anquetin, S., Creutin, J. D., Boudevillain, B., 2011: Rainfall regime of a mountainous Mediterranean Region: Statistical analysis at short time steps. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. **51**, s. 429-448. ISSN 1558-8424.
- Müller, M., Kašpar, M., Řezáčová, D., Sokol, Z., 2009: Extremeness of meteorological variables as an indicator of extreme precipitation events. *Atmospheric Research*, **92**, 3, s. 308-317. ISSN 0169-8095.
- Munzar, J., Ondráček, S., Auer, I., Dancewicz, A., Szalai, S., 2011: Jednodenní srážkové úhrny 300 mm a více ve střední Evropě. *Meteorologické zprávy*. roč. **64**-2011-č. 4, s. 107-112. ISSN 0026-1173.
- Neiman, P. J., Ralph, F. M., White, A. B., Kindsmill, D. E., Persson, P. O. G., 2002: The statistical relationship between upslope flow and rainfall in California's coastal mountains: Observations during CALJET. *Monthly Weather Review*. **130**, s. 1468-1492. ISSN 0027-0644.
- North, G. R., Erukhimova, T. L., 2009: Atmospheric Thermodynamics. Elementary Physics and Chemistry. Cambridge University Press. ISBN 978-0-511-51677-1. 267 s.
- Novák, P., Kyznarová, H., 2011: Climatology of lightning in the Czech Republic. *Atmospheric Research*. **100**, s. 318-333. ISSN 0169-8095.
- Ondrejka, K., 2004: Rekordy Slovenska-Príroda. Slovenská Grafia, a.s., Bratislava, 4. vydanie. ISBN 80-8067-087-0. 285 s.
- Oravec, D., 2006: Búrkové pomery v Telgárte. *Geografická revue*. roč. **2/1**, FPV UMB, Banská Bystrica, s.73-89. ISSN 1336-7072.
- Peng, M. S., Thompson, W. T., 2003: Some aspects of the effect of surface friction on flows over mountains. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. **129**, s. 2527-2557. ISSN 1477-870X.
- Petrovič, Š. et al., 1972: Klimatické a fenologické pomery Stredoslovenského kraja, HMÚ, Bratislava, 432 s.
- Petrovič, Š., 1957: Nový maximálny denný úhrn zrážok na Slovensku. *Meteorologické zprávy*. roč. **10**-1957-č. 6, s. 162. ISSN 0026-1173.
- Pistotnik, G., Holzer, A. M., Kaltenböck, R., Tschannett, S., 2010: An F3 downburst in Austria—a case study with special focus on the importance of real-time site surveys. *Atmospheric Research*. **100**, 2011, s. 565-579. ISSN 0169-8095.
- Polčák, N., Bochníček, O., 2008: Vplyv geografických faktorov na veterné pomery horehronia. *Geografická revue*. roč. **4/2**, FPV UMB, Banská Bystrica, s. 364-374. ISSN 1336-7072.

- Polčák, N., Šťastný, P., 2010: Vplyv reliéfu na veterné pomery Slovenskej republiky. FPV UMB Banská Bystrica, SHMÚ Bratislava, 132 s.
- Rahman, M., Sulis, M., Kollet, S. J., 2015: The subsurface-land surface-atmosphere connection under convective conditions. *Advances in Water Resources*. **83**, s. 240-249. ISSN 0309-1708.
- Raymond, D., Wilkening, M., 1980: Mountain-induced convection under fair weather conditions. *Journal of the Atmospheric Science*. **37**, s. 2693-2706. ISSN 0022-4928.
- Roe, G. H., 2005: Orographic precipitation. *Annual review earth planetary sciences*. **33**, s. 645-671. ISSN 1545-4495.
- Řezáčová, D., Novák, P., Kašpar, M., Setvák, M., 2007: Fyzika oblaků a srážek. Praha: Academia, 2007. ISBN 978-80-200-1505-1. 576 s.
- Sato, T., and F. Kimura, 2005: Diurnal cycle of convective instability around the central mountains in Japan during the warm season. *Journal of the Atmospheric Science*. **62**, s. 1626-1636. ISSN 0022-4928.
- Sawyer, J. S., 1956: the physical and dynamical problems of orographic rain. *Weather*. **11**, s. 375-381. ISSN 1477-8696.
- Setvák, M., Rabin, R. M., Doswell, Ch. A. III., Levizzani, V., 2003: Satellite observations of convective storm tops in the 1.6, 3.7, and 3.9 m spectral bands. *Atmospheric Research*. **67**, 2003, s. 607-627. ISSN 0169-8095.
- Schmidli, J., Rotunno, R., 2012: Influence of the valley surroundings on valley wind dynamics. *Journal of the Atmospheric Science*. **69**, s. 561-577. ISSN 0022-4928.
- Siedlecki, M., 2009: Selected instability indices in Europe. *Theoretical and Applied Climatology*. **96**, s. 85-94. ISSN: 0177-798X.
- Sinclair, S., Pegram, G., 2005: Combining radar and rain gauge rainfall estimates using conditional merging. *Atmospheric Science Letters*. **6**, s. 19-22. ISSN 1530-261X.
- Skripniková, K., 2013: Detekce krup pomocí dat z meteorologických radarů. Praha, 2013. Dizertační práce. Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta. Vedoucí práce: Řezáčová, D. 95 s.
- Skřehot, P., 2008: Velký atlas oblaků, Computer Press, a.s.: Brno, 1.vyd., ISBN 978-80-251-2015-6. 368 s.
- Skywarn Czechoslovakia: aeorologická data [online]. [cit. 2016-28-12]. Dostupné na: <<http://sondaze.skywarn.cz/>>.
- Smith, S. B., Yau, M. K., 1987: The mesoscale effect of topography on the genesis of Alberta hailstorms. *Beitraege zur Physik der Atmosphaere*. **60**, s. 371-392. ISSN 0303-4186.

- Sokol, Z., Bližňák, V., 2009: Areal distribution and precipitation-altitude relationship of heavy short-term precipitation in the Czech Republic in the warm part of the year. *Atmospheric Research*. **94**, s. 652-662. ISSN 0169-8095.
- Sokol, Z., Řezáčová, D., 2001: Statistická korekce denních srážkových úhrnů stanovených radarem s využitím klasifikované regrese. *Meteorologické zprávy*. roč. **54**-2001-č. 2, s. 46-56. ISSN 0026-1173.
- Sokol, Z., Řezáčová, D., 2006: Asimilace radarové odrazivosti do numerického modelu předpovědi počasí s vysokým rozlišením. *Meteorologické zprávy*. roč. **59**-2006-č. 1, s. 18-29. ISSN 0026-1173.
- Sokol, Z., Řezáčová, D., Pešice, P., 2003: Odhady bodových i plošných srážek s využitím srážkoměrných i radarových dat. *Meteorologické zprávy*. roč. **56**-2003-č. 1, s. 1-12. ISSN 0026-1173.
- Šálek, M., 2000: Přívalové srážky v podhůří Orlických hor 22.-23. Července 1998 z hlediska meteo dálkové detekce a výsledků numerických modelů. *Meteorologické zprávy*. roč. **53**-2000-č. 1, s. 4-15. ISSN 0026-1173.
- Teixeira, M. A. C., 2014: The physics of orographic gravity wave drag. *Frontiers in Physics*. **2**, s. 43. ISSN 2296-424X.
- Trapp, R. J., 2013: Mesoscale-convective processes in the atmosphere. Cambridge University Press, New York, USA. ISBN 978-0-521-88942-1. 346 s.
- University of Wyoming: atmospheric soundings [online]. [cit. 2016-12-12]. Dostupné na: <<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>>.
- Vasquez, T., 2002: Weather Forecasting Handbook. 5th edition. Weather Graphics Technologies. ISBN 0-9706840-2-9. 198 s.
- Vasquez, T., 2006: Weather forecasting Red Book. Forecasting techniques for meteorology. 5th edition. Weather Graphics Technologies. ISBN 0-9706840-6-1. 291 s.
- Vasquez, T., 2009: Severe Storm Forecasting. 5th edition. Weather Graphics Technologies. ISBN 0-9706840-9-6. 266 s.
- VKÚ, 2003a: Poľana-turistická mapa 1:50 000. Vojenský kartografický ústav, Harmanec, 3. vyd. ISBN 80-8042-262-1.
- VKÚ, 2003b: Veporské vrchy-turistická mapa 1:50 000. Vojenský kartografický ústav, Harmanec, 3. vyd. ISBN 80-8042-377-6.
- VKÚ, 2007: Slovenský raj-turistická mapa 1:25 000. Vojenský kartografický ústav, Harmanec, 3. vyd. ISBN 978-80-8042-495-4.
- VKÚ, 2010: Slovenský kras-Domica-turistická mapa 1:50 000. Vojenský kartografický ústav, Harmanec, 4. vyd. ISBN 978-80-8042-569-2.

- VÚPOP, 2013: Mapa bonitovaných pôdno-ekologických jednotiek SR 1:5 000. Výskumný ústav pôdozvedectva a ochrany pôd, Bratislava, [cit. 2016-01-02]. Dostupná na: <<http://www.podnemapy.sk/bpej/viewer.htm?activelayer=2&layers=001/>>.
- Wagner, J. S., Gohm, A., Rotach, M. W., 2014: The impact of valley geometry on daytime thermally driven flows and vertical transport processes. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. **141**, s. 1780-1794. ISSN 1477-870X.
- Wallace, J. M., Hobbs, P. V., 2006: Atmospheric Science: An Introductory Survey (Second Edition). Amsterdam: Elsevier Academic Press. ISBN 978-0-12-732951-2. 483 s.
- Wang, Q. W., Xue, M., Tan, Z. M., 2016: Convective initiation by topographically induced convergence forcing over the Dabie Mountains on 24 June 2010. *Advances in Atmospheric Sciences*. **33** (10), s. 1120-1136. ISSN 0256-1530.
- Weisse, A. K., Bois, P., 2000: Topographic effects on statistical characteristics of heavy rainfall and mapping in the French Alps. *Journal of Applied Meteorology*. **40**, s. 720-740. ISSN 0894-8763.
- Wetter3.de: GFS analyse archiv [online]. [cit. 2017-06-01]. Dostupné na: <<http://www1.wetter3.de/Archiv/>>.
- Whiteman, C. D., 2000: Mountain Meteorology: Fundamentals and Applications. Oxford University Press, New York. ISBN 978-0-195-13271-7. 355 s.
- Whiteman, C. D., Dreiseitl, E., 1984: Alpine meteorology: Translations of classic contributions by A. Wagner, E. Ekhardt and F. Defant. Technical Report, PNL-5141/ASCOT-84-3. Pacific Northwest Laboratory, Richland, Washington. 121 s.
- Wicker, L. J., Cantrell, L., 1996: The role of vertical buoyancy distributions in miniature supercells. Preprints, 18th Conference on Severe Local Storms, San Francisco, CA, Amer. Meteor. Soc., s. 225-229.
- Wilks, D. S., 2011: Statistical methods in the atmospheric science. 3rd edition. International geophysics series, vol. 100. Academic Press, 2011. ISBN 978-0-123-85023-2. 704 s.
- Worthington, R. M., 2015: Organisation of orographic convection by mountain waves above Cross Fell and Wales. *Weather*. **70**, 186-188. ISSN 1477-8696.
- Yoshizaki, M., Ogura, Y., 1988: Two- and three-dimensional modeling studies of the Big Thompson storm. *Journal of the Atmospheric Science*. **45**, s. 3700-3722. ISSN 0022-4928.
- Zacharov, P., Šálek, M., Novák, P., 2004: Porovnaní různých metod využívajících radarová a srážkoměrná měření pro odhad srážek. *Meteorologické zprávy*. roč. **57**-2004-č. 6, s. 157-167. ISSN 0026-1173.
- Zverev, A.S., 1986: Synoptická meteorológia. Bratislava, Alfa. 712 s.